

Eiszeitalter und Gegenwart

46. Band 1996

Mit 79 Abbildungen und 14 Tabellen



Jahrbuch der Deutschen Quartärvereinigung

Schriftleitung: JOSEF KLOSTERMANN



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

ISSN 0424 - 7116

Deutsche Quartärvereinigung 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

(1994 - 1996)

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

Dem Vorstand gehören weiterhin an:

Prof. Dr. D. VAN HESEN, Wien
Prof. Dr. L. BENDA, Hannover
Dr. W. V. BILGOW, Schwerin
Prof. Dr. H. MÜLLER-BECK, Tübingen
Prof. Dr. W. 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:

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

Titelbild: Das vom Gletscher seit dem Hochstand von 1850 geräumte überflaute Becken des Sulzenau-Femers oberhalb der Sulzenau-Hütte.

(Aufn. K.A.Habbe 4. 8. 1990).

Gedruckt auf alterungsbeständigem Papier

Eiszeitalter und Gegenwart

Eiszeitalter und Gegenwart

Jahrbuch der
Deutschen Quartärvereinigung e. V.

46. Band

Mit 79 Abbildungen im Text, 14 Tabellen
und 2 Tafeln

Herausgeber und Verlag: Deutsche Quartärvereinigung e.V. Hannover

Schriftleitung: JOSEF KLOSTERMANN

Vertrieb:



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

1996

Inhaltsverzeichnis

A. Aufsätze

Seite

BROSCHÉ, K.-U.: Wirkungen des pleistozänen kaltzeitlichen Klimas, insbesondere des Bodenfrostes, in den Sedimenten des östlichen Ostfalen (Raum Hannover - Wolfsburg - Helmstedt - Bad Harzburg - Salzgitter-Bad - Hannover) - Teil 1,.....1-17

HEUSCH, K., BOTSCHKE, J., & SKROWKONEK, A.: Zur jungholozänen Oberflächen- und Bodenentwicklung der Siegaue im Hennefer Mäanderbogen.....18-31

MIARA S. & RÖGNER K.: Die glazifluvialen Sedimente im unteren Günztal (Bayerisch Schwaben/ Deutschland) nach morpho- und pedostratigraphischen Befunden sowie TL-Daten,.....32-47

GRAF, H.: Caliche-Bildungen auf Höheren Deckenschottern der Nordschweiz?.....48-53

VALOCH, K.: Das Mittelwürm in den Lössen Südmährens und seine paläolithischen Kulturen.....54-64

BIBUS, E. & KÖSEL, M.: Paläopedologische Klimazeugen zur Untergliederung des Rißeiszeiten-Komplexes im Rheingletschergebiet..... 65-90

RAUSCH, M.: Mengenbestimmung der jungen Abtragungsprodukte des Thüringer Waldes am Beispiel des Weser-Fluß-Systems.....91- 98

HABBE, K. A.: Über glaziale Erosion und Übertiefung.....99-119

SCHMIDE, K.: The Sites of Kirchhellen and Weeze, Lower Rhine Bay/Germany, with an Elder Acheulean: starting points for research into the problems of recognizing stone-artefacts in pebble-accumulations of fluvial terraces.....120-131

ZECH, W., BÄUMLER, R., SAVOSKIL O. & SAUR, G.: Zur Problematik der pleistozänen und holozänen Vergletscherung Süd-Kamtschatkas - erste Ergebnisse bodengeographischer Untersuchungen..... 132-143

ZECH, W., BÄUMLER, R., SAVOSKIL O., NI, A. & PETROV, M.: Bodengeographische Beobachtungen zur pleistozänen und holozänen Vergletscherung des Westlichen Tienshan (Usbekistan).....144-151

B. Berichte.....152-157

C. Buchbesprechungen.....158-170

D. Mitteilungen.....171

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, Windmühlenstr. 40, 47800 Krefeld

Wirkungen des pleistozänen kaltzeitlichen Klimas, insbesondere des Bodenfrostes, in den Sedimenten des östlichen Ostfalen (Raum Hannover - Wolfsburg - Helmstedt - Bad Harzburg - Salzgitter-Bad - Hannover) · Teil 1

KARL-ULRICH BROSCHE*)

Lower Pleistocene, eastern part of Lower Saxonia, Saalian and Weichselian deposits, diversified solifluction layers, horizons of gelifraction, congelifractions, glacial structures, forms of cryoturbation, depth of former mollisol

Kurzfassung: In diesem ersten Teil wird der reichhaltige Formenschatz von gegliederten periglazialen Solifluktionsschutdecken, von Gelifraktionshorizonten, Kongelifraktaten, Frostkesseln, geologischen „Stichen“, des Hakenschlagens, von glazigenen Strukturen der Eisstauchung und von Kryoturbationsformen im östlichen Ostfalen (östlicher Teil von Niedersachsen) abgebildet, beschrieben, gedeutet und datiert. Die meisten Formen treten in wahrscheinlich saalezeitlichen (drenthezeitlichen) glazifluvialen und moränen Lockersedimenten auf, die südlich der nördlichen das Gebiet zerschneidenden Lößgrenze von einer meist dünnen Lößschicht überdeckt werden. Diese hochglaziale weichselzeitliche Lößschicht dient zur Datierung der gegliederten Solifluktionsschichten und der vielen im Gebiet gefundenen Kryoturbationsformen. In aller Regel muß deren Bildung bereits im zweiten Teil der Saalezeit begonnen haben. Aus der Tiefe, bis zu der die Kryoturbationsformen hinabreichen, wird ein saalezeitlicher und weichselzeitlicher Auftauboden von 1,0 bis 1,5 m erschlossen.

[Action of pleistocene cold climate, especially of soil frost in the sediments of eastern Ostfalen - region of Hannover - Wolfsburg - Helmstedt - Bad Harzburg - Salzgitter-Bad - Hannover]

Abstract: In this first part of the publication - a second part especially about ice-wedges and aeolian processes will follow in the next year - the abundant form inventory of diversified periglacial solifluction layers, of horizons of gelifraction, of congelifractions, of frost kettles "Frostkessel", geologic "Stiche", of the "Hakenschlagen", of glacial structures of icefoldings and of cryoturbation structures in eastern Lower Saxony (eastern part of Ostfalen) is photographed, described, explained and dated. Most parts of the forms can be found in probably Saalian (Drenthe) glazifluvial and morainic sediments. In the southern part of the loess border which divides the researched region in a northern and a southern part, the Saalian sediments are covered by loessic sediments of high Weichselian age. The loessic deposits are used for the datation of the older diversified solifluction layers as well as for the many cryoturbation phenomena. Mostly the formation of the latter sediments has just begun in the second part of the Saalian time, Rec-

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

ording to the depth where the cryoturbation phenomena reach down, the mollisol in top of the permafrost had had an extensure of 1,0 to 1,5 m during the Upper Saalian and the whole Weichselian period.

1 Einleitung: Gegenstand der Untersuchung und Literaturübersicht

Die Wirkungen des pleistozänen kaltzeitlichen Klimas, insbesondere des Bodenfrostes, sind im Untersuchungsgebiet recht zahlreich und vielgestaltig. Besonders im engeren Untersuchungsgebiet, im Raum zwischen Oker und der ehemaligen Zonen-grenze bei Helmstedt, wo über viele Jahre sämtliche Aufschlüsse, auch im Bereich der verschiedenen Braunkohlentagebaue zwischen Helmstedt und Schöningen, untersucht wurden, war die Formenfülle äußerst vielfältig. Das lag ebenso an den besonders günstigen Aufschlußverhältnissen in den Tagebauen wie an der geologischen Vielfalt der Fest- und Lockergesteine.

Während in der Karte von KAISER (1960, Tafel I), die auch in erweiterter Form bei WASHBURN (1979: 296) veröffentlicht wurde, nur aus dem Bereich des Oker-tales Eintragungen für wü r m - und r i s s z e i t l i c h e Kryoturbationsformen vorliegen, die auf den Arbeiten von POSER (1947 a, b, 1948 a, b, 1951) beruhen, kann in der vorliegenden Arbeit und in einer dem Teil II beigelegten Karte ein reichhaltiges periglaziales Formeninventar dargestellt werden: Es weist gegliederte Solifluktionsschutdecken, Gelifraktionshorizonte, Kongelifraktate, Frostkessel, tektonische Stiche, Formen des Hakenschlagens, glazigene Strukturen der Eisstauchung, Kryoturbationsformen, epi- und syngenetische Eiskeile, Vorkommen des Geschiebedecksandes, Deflationspflaster, Vorkommen von Sand-Löß-Verzahnung und einige asymmetrische Täler auf. Über Pingos, wie LOOK (1968) ein Exemplar im Osteln gefunden zu haben glaubt, wird hier nicht berichtet.

Die Untersuchungen wurden in den 60er Jahren begonnen (BROSCHÉ 1964), als es noch viele kleinere Sand- und Kiesgruben sowie etliche kleinere Ziege-

leien gab. Sie wurden später immer wieder im Zuge von lößstratigraphischen Studien und Untersuchungen zur pleistozän-kaltzeitlichen Formung (BROSCHÉ & WALTHER 1978, 1991; WALTHER & BROSCHE 1983) fortgesetzt und aktualisiert. In den Jahren 1993 und 1994 wurde das gesamte Untersuchungsgebiet noch einmal abgesucht.

Aus der weiteren Umgebung liegen besonders aus dem Elbetal bei Magdeburg (BRÜNING 1956 bis 1959) und aus dem nordöstlichen Harzvorland im Bereich der ehemaligen DDR Untersuchungsergebnisse zu der Themenstellung vor (LUDWIG 1958; KAISER 1966; MANIA & TOEPFER 1973; MANIA 1965, 1967; MANIA & STECHEMESSER 1970).

Die Zusammenstellung des Formeninventars in Teil II, Karte 1, erhebt keinen Anspruch auf Vollständigkeit, was die Darstellung von Gelifraktionshorizonten, der Vorkommen von Kongelifraktaten, von Steinsohlen und von Geschiebedecksand betrifft. Auf die Lößstratigraphie und auf Eiskeilhorizonte wird nur kurz eingegangen (Teil II). Hierzu liegen bereits grundlegende Arbeiten vor, die sich entweder ganz auf den Untersuchungsraum beziehen (BARTELS & ROHDENBURG 1968, BROSCHE & WALTHER 1978) oder diesen einbeziehen (ROHDENBURG & MEYER 1966; ROHDENBURG 1966; WALTHER 1979; WALTHER & BROSCHE 1983; BROSCHE & WALTHER 1991).

Das Untersuchungsgebiet weist wie die „Geologische Meile“ am nördlichen Harzrand bei Goslar nahezu alle Fest- und Lockergesteine des Mesozoikums sowie verschiedene Lockergesteine des Tertiärs (des Eozäns, Oligozäns und Miozäns) sowie

mittelpleistozäne glazigene und glazifluviale Gesteine von der Elster-Kaltzeit bis zum Rehburger Stadium der Saale-Kaltzeit auf. Markante Schichtkämme und Schichtstufen, aber auch weniger imposante Schichtschwellen und Schichtrücken sowie Schichtrampen werden von weiten jungtertiären, wenig zertalten Rumpfflächen unterbrochen, die sich z. T. eng an die alttertiären Rumpfflächen anlehnen (HERRMANN 1929; BROSCHE 1968, 1969 a). Diese werden von überwiegend dünnen quartären Deckschichten einschließlich von meistens würmzeitlichem (an manchen Stellen von Resten saale- und vielleicht auch elsterzeitlichem) Löß überlagert (BROSCHÉ & WALTHER 1991). Die nördliche Lößgrenze zieht in W-E-Richtung von Hannover über Braunschweig - Helmstedt - Magdeburg mitten durch das Untersuchungsgebiet (vgl. POSER 1951; MERKT 1968; LIEDTKE 1975).

2 Frostsprengung, Kongelifraktate, Gelifaktionshorizonte, Frostkessel, „Stich“, Hakenschlagen und Solifluktion

Zeugen der Frostsprengung fanden sich in erster Linie in allen Festgesteinen des Mesozoikums, kaum dagegen in tertiären Gesteinen. Hier konnte dieses Phänomen nur in den Septarien des Mitteloligozäns beobachtet werden (in der ehemaligen Ziegeleigrube Stegemann im Bereich des heutigen Tagebaus Helmstedt der Braunschweigische Kohlebergwerke AG Helmstedt - BKB). Alle übrigen tertiären Gesteine, die kilometerweit in den Tagebauen bei Helm-



Abb. 1: Ca. 10 cm langes Kongelifraktat (kristalliner Schiefer) in sandig-lehmiger Grundmoräne, ca. 1 m unter der Oberfläche. Ehemalige Tongrube der Stegemannschen Ziegeleigrube am Silberberg südl. Helmstedt (heute Tagebau Helmstedt der Braunschweigische Kohlebergwerke AG). Foto Sommer 1963.

Fig. 1: Frost-shattered rock in a Drenthe moraine ("Kongelifraktat") 1 m below the surface. Former till factory Stegemann south of Helmstedt (Lower Saxony). Photo summer 1965.



Abb. 2: Baugrube westl. Harenberg westl. Hannover im Doggersandstein mit kräftigem Gelivationshorizont und Frostkesseln. Maßstab ein 14,5 cm langes Notizbuch. Gelivationshorizont in lößfreiem Gebiet 0,6 - 0,7 m mächtig. Bemerkenswert die Steilstellung der plattigen Sandsteine. Foto Sommer 1965.

Fig. 2: Gelivationshorizont in Dogger-sandstone west of the village Harenberg (west of Hannover). Even a "Frostkessel" can be observed. Photo summer 1965.

stedt aufgeschlossen sind, sind so feinkörnig, daß makroskopisch keine Frostsprengeerscheinungen erkennbar waren.

Während in Gelivationshorizonten, wie ein Beispiel in Abb. 2 dargestellt ist, nicht genau entschieden werden kann, welcher Anteil der Frostsprenge dem gegenwärtigen holozänen Klima und welcher der pleistozän-kaltzeitlichen Frostsprenge zuzuschreiben ist, ist diese Entscheidung an Steinbruchwänden im Rätsandstein (z. B. im Lappwald bei Helmstedt bzw. im Velpker Gebiet) oder in Muschelkalksteinbrüchen im Elm, aber auch an Absatzzschollen im Unteren Muschelkalk des Elm, die GOEDECKE (1966: 38 ff.) genauer beschrieben hat, einwandfrei zu fällen. Auf eine kartographische Darstellung des weit verbreiteten Phänomens der eiszeitlichen und rezenten Frostsprenge wurde verzichtet (s. o.). Lediglich das in dieser Arbeit abgebildete Beispiel zum Kapitel 2 wurde in Tafel I (Teil II) eingetragen.

Die deutlichsten Anzeichen von Frostsprenge wurden in tonig-siltig-sandig-steinigen Grundmoränenablagerungen in der Umgebung von Helmstedt gefunden. Abbildung 1 zeigt ein Kongelifraktat im kristallinen Schiefer in einer typischen Grundmoräne in der ehemaligen Tongrube Stegemann südlich von Helmstedt (im Bereich des heutigen Tagebaus Helmstedt der BKB). Das Kongelifraktat, unter einer ca. 1 m mächtigen Lößdecke in der Grundmoräne gelegen, ist ca. 10 cm lang. Deutlich ist die Zersplitterung des Steins zu erkennen, wobei anzu-

nehmen ist, daß die Frostsprenge schon vor Ablagerung des würmzeitlichen Lösses während der Saale-Kaltzeit (nach dem Drenthe-Maximalvorstoß) erfolgt ist.

Der in Abb. 2 dargestellte Gelivationshorizont bei Harenberg (westl. Hannover) ist das eindrucksvollste Beispiel für die Dokumentation der Einwirkung des eiszeitlichen Klimas auf bankige Festgesteine. Er wurde hier als Belegmaterial allerdings auch deshalb abgebildet, weil er gleichzeitig frostkesselartige Strukturen dokumentiert, die bereits Sonderformen von Kryoturbationerscheinungen darstellen. Der eindrucksvollste Frostkessel, der in Abb. 2 rechts neben dem Notizbuch zu erkennen ist, verdankt seine Existenz offenbar u. a. dem Umstand, daß hier unterhalb des in Oberflächennähe anstehenden Doggersandsteins eine recht sandige mürbe Zone innerhalb des Doggersandsteins auftritt, die ein Eindringen von Steinen von oben nach unten erlaubte. Die hier abgebildeten Frostkessel, die steilgestellten Steine und der gesamte Gelivationshorizont finden eine Parallele in von HEMPEL (1955) aus dem Göttinger Wald mitgeteilten Befunden aus dem Mittleren Buntsandstein. Zu echten Strukturböden (etwa Feinschutt-Grobschutt-Streifen) ist es hier allerdings noch nicht gekommen.

Im ehemaligen kleinen Tagebau östlich von Rottorf am Klei (nordwestl. Helmstedt), wo während des letzten Krieges Eisensandstein des Lias abgebaut wurde, befindet sich an der niedrigen Nordwand ein typischer Gelivationshorizont (Abb. 3). Die Gelivati-



Abb. 3: „Stich“ i. S. KEILHACKS (1931) im ehemaligen Eisensandsteintagebau bei Rottorf am Klei (nordwestl. Helmstedt). Neben dem Stich ein Gelivationshorizont in mürbem rotem Sandstein von ca. 0,5 m Dicke. Foto Sommer 1965.

Fig. 3: Geological "Stich" in the sense of KEILHACK (1931) in the former iron sandstone-mine near Rottorf at the Klei (northwest of Helmstedt). In the height of the geological "Stich" a horizon of gelivation in the frost-shattered red sandstone of Lias with a thickness of 0,5 m. Photo summer 1965.



Abb. 4: Hakenschlagen im Sandstein des Mittleren Buntsandsteins am Friedhof nordwestlich Salzgitter-Bad im Salzgitterer Höhenzug (südl. des Hamberges). Höhe der Aufschlußwand 1,3 - 1,5 m. Oberes Fünftel des Fotos zeigt Auswurfmassen, darunter Braunerde-Ranker. Hakenschlagen auf dem nur 2 - 3° geneigten Hang von rechts nach links verlaufend. Foto Sommer 1966.

Fig. 4: "Hakenschlagen" in sandstone of the "Mittlere Buntsandstein" at the cemetery of Salzgitter-Bad (Lower Saxony), northwest of the town. Height of the exposure 1,3 - 1,5 m. Upper part of the photo shows material artificially thrown out by the workers. The dark line near the surface shows a "Braunerde-Ranker". The "Hakenschlagen" on the slope with an inclination of 2 - 3° is visible from the right hand side to the left. Photo summer 1966.

on hat etwa den obersten Meter ergriffen. Innerhalb dieses Gelivationshorizontes fand ich innerhalb des Untersuchungsgebietes die einzige atektonische Faltung, einen „Stich“ i. S. KEILHACKS (1931). Die links neben dem Klappspaten sichtbare Struktur ist fast symmetrisch und erinnert etwas an einen oben geköpften Weihnachtsbaum. Der Frostdruck muß bei der Entstehung dieser fast einzigartigen Struktur von unten nach oben - wahrscheinlich über einem Dauerfrostboden gewirkt haben. Es ist anzunehmen, daß eine ehemalige Eislinse sich so vergrößerte, daß die Schichten durch sie nach oben geschleppt wurden. Um echte Tektonik kann es sich bei der Entstehung der Struktur ebensowenig gehandelt haben wie um die Tätigkeit von Wühltieren, da hierfür keinerlei Anhaltspunkte vorliegen. Die obersten Steine des „Stiches“ reichen in eine mäßig mächtige Braunerde hinein.

Hakenslagen, das diesen Namen wirklich verdient, wurde im Untersuchungsgebiet nur einmal angetroffen (Abb. 4). Am Friedhof von Salzgitter-Bad im Südteil des Hamberges (275,5 m) wurde 1966 ein Graben gezogen, um Abflußrohre zu installieren. Der Mittlere Buntsandstein fällt hier mit ca. 50° ein, der Hang ist nur 2 - 3° geneigt. Der dunkle braune Horizont ist ein Braunerderanker über einer

aus Buntsandstein bestehenden Schuttdecke. Oberhalb des braunen Bodens befindet sich Auswurfmaterial (helle Steine). Die Höhe des Aufschlusses beträgt 1,3 - 1,5 m. Deutlich ist zu erkennen, wie im gesamten Aufschluß der dünnbankige Mittlere Buntsandstein hangabwärts verschleppt worden ist. Die umgebogenen Sandsteinschichten lösten sich in klassischer Weise zu einer Schuttdecke auf und wurden in die Solifluktionsschuttdecke einbezogen. Wahrscheinlich hat dieser Vorgang während langer Zeiträume innerhalb der Kaltzeiten wirken können. Glazigene oder eiszeitliche Decksedimente gibt es hier nicht. Sofern sie vorhanden waren, sind sie wieder abgetragen worden.

Eindeutig als Solifluktionsschuttdecken einzustufende Wanderschutt- bzw. Fließerdedecken findet man flächenhaft innerhalb des Untersuchungsgebietes nur in den Höhenzügen, wie z. B. im Lappwald bei Helmstedt (vgl. BROSCHE 1964), im Rieseberg, im Dorm, im Harliberg, im Salzgitterer Höhenzug, in den Lichtenbergen, im Höhenzug Galgenberg-Vorholz, in der Asse, am Ösel bei Wolfenbüttel, in der Asse-Fortsetzung und im Heeseberg (BROSCHKE 1968) sowie im Elm (GOEDECKE 1966). Hangneigungen von mindestens 2 - 3° (in Ausnahmefällen), meistens aber von 4 - 5° sind i. a. die Voraussetzung für



Abb. 5: Kalksteinbruch nordöstl. des Heeseberges (südwestl. Schöningen). Im unteren Drittel anstehender roter Ton des Mittleren Muschelkalks. Im oberen Teil des Eispickels Fließerdedecke des Wellenkalks. Darüber im Hangenden wahrscheinlich drenthezeitliche Grundmoräne mit Wellenkalkbrocken. Eispickel 0,8 m. Foto Sommer 1994.

Fig. 5: Chalk exposure northeast of the Heeseberg (southwest of Schöningen). In the lower third part of the photo not moved red marl of the very seldom exposed "Mittlere Muschelkalk". In the upper part of the ice-pimple ("Eispickel") solifluction layer of the "Untere Muschelkalk". Above the ice-pimple probably Drenthe moraine (Grundmoräne) with pieces of stones of the "Untere Muschelkalk". Length of the ice-pimple 0.8 m, Photo summer 1994.

flächenhaftes Bodenfließen, das in Abhängigkeit vom Gestein unterschiedlich intensiv war. Auf die Darstellung der eiszeitlichen Solifluktionsschuttdecken wird in Tafel I des Teils 2 verzichtet (s. o.). - Viel schwieriger ist der Nachweis von Wanderschuttdecken in den glazigenen, glazifluvialen und äolischen Ablagerungen, die fast das ganze Untersuchungsgebiet in mehr oder weniger großer Mächtigkeit überkleiden. LÖß tritt erst südlich der nördlichen Lößgrenze auf, die von Magdeburg nach Helmstedt verläuft, dabei das Stadtgebiet von Helmstedt quert (s. u.) und etwa parallel zur Bundesstraße 1 nach Braunschweig und Hannover zieht (vgl. POSER 1951; MERKT 1968; LIEDTKE 1975). Bei BROSCHÉ & WALTHER (1991) wird besonders im Rahmen von Lößuntersuchungen auf innerweichselzeitliche Lößbildungs-, Bodenbildungs- und Solifluktionsphasen eingegangen.

Im Rahmen dieses Beitrags soll lediglich auf ein Wanderschuttdeckenvorkommen nordöstlich des Heeseberges (südwestl. Schöningen) eingegangen werden, für das sich im Unterschied zu allen übrigen Vorkommen ein saalezeitliches, eventuell sogar ein elsterzeitliches Alter nachweisen läßt. Im Steinbruch des ehemaligen Hoiersdorfer Zementwerkes am Heeseberg zwischen Jerxheim und Watenstedt sind steil nach N einfallende Gesteine des Unteren Muschelkalks, der hier über mehrere Jahrzehnte ausgebeutet wurde, und in geringer Mächtigkeit Kalke, Mergel und Tone des Mittleren Muschelkalks (am Nordrand des Steinbruchs) aufgeschlossen. Der Untere Muschelkalk bildet hier keinen Schichtkamm, sondern eine flache Schichtschwelle i. S. BROSCHÉ (1968). Diese W - E verlaufende Schichtschwelle nördlich des Heeseberges wird sowohl auf der Nord- wie auch auf der Südseite von einem flachen subsekquenten Tal begleitet. Zum nördlichen Tal hin besteht ein Gefälle von 2 - 5°, das sich bezüglich des höheren Wertes nur schätzen bzw. aus der Karte entnehmen läßt, da die Vollform der Schichtschwelle wegen der Steinbruchausbeutung weitgehend verschwunden ist. Die Nordwand des Steinbruchs ist heute noch genauso gut aufgeschlossen wie vor 29 Jahren. Das Profil (Abb. 5) läßt im oberen Meter eine Grundmoräne mit hohen Schluffanteilen, Kalkschutt aus dem Elm und aus dem weiter nördlich anstehenden Oberen Buntsandstein und mit wenigen glazialen Geschieben erkennen (Schicht 1). Darunter folgt als Schicht 2 eine 0,6 m mächtige Solifluktionsschuttdecke aus Material des Unteren Muschelkalks; als eindeutige Wanderschuttdecke liegt sie auf einem solifluidal-laminar verflossenen Paket des Mittleren Muschelkalks (Schicht 3), auf das sie hinaufgeflossen ist. In dieser Muschelkalkwanderschuttdecke werden keine glazialen Geschiebe gefunden. Wie schon erwähnt, ist der obere Teil des Mittleren Muschelkalks laminar

verflossen, was man besonders deutlich auf Abb. 5 erkennen kann (Mächtigkeit 0,5 m). Mit einem deutlichen Sprung grenzt sich die Solifluktionsschuttdecke des roten Mittleren Muschelkalks, der hier in Gestalt von Tonen und tonigen Mergeln auftritt, von dem anstehenden Mittleren Muschelkalk ab, der in Gestalt von grauen Mergeln, Tonen und dünnen Kalkschichten auftritt (Schicht 4). Unter dieser Schicht 4 folgt - in Abb. 5 nicht sichtbar - der Untere Muschelkalk, der das wirtschaftliche Interesse begründete. Aufgrund der geschilderten Sedimentverhältnisse hat sich sowohl die laminar verflossene Fließerdedecke des Mittleren Muschelkalks (Schicht 3) als auch die Fließerdedecke des Wellenkalks (Schicht 2) gebildet und bewegt, bevor die wahrscheinlich drenthezeitliche Moräne (Schicht 1) das Gebiet erreichte. Beide sind somit als prädrenthezeitlich einzustufen. Wie an der Muschelkalkschichtstufe am Ostrande des Sollings und Bramwaldes, die ROHDENBURG (1965) untersuchte, ist die Fließerdedecke des Mittleren Muschelkalks eher in eine feucht-kalte Phase zu stellen, während die Fließerdedecke des Wellenkalks eher in eine trocken-kalte Phase eingestuft wird. Abschließend sei bemerkt, daß dies die einzige Lokalität im Untersuchungsraum darstellt, an der der Mittlere Muschelkalk aufgeschlossen ist und sich eine so interessante Schichtenabfolge ergibt - die komplizierten Lößprofile (BROSCHÉ & WALTHER 1991) einmal ausgenommen.

3 Glazigene Strukturen sowie eine schwer deutbare Struktur

Nach allgemeiner Auffassung liegt das Untersuchungsgebiet im Bereich des Drenthe-Eisvorstoßes, der bis an den Harzrand heranreichte und zumindest in das Innerstetal einige Kilometer hineinreichte. Vom Windmühlenberg bei Peine verläuft nach den Vorstellungen von WOLDSTEDT & DUPHORN (1974) über die Höhe südlich Weddel (östl. Braunschweig) bis zum Galgenberg bei Bährdorf (östl. Wolfsburg), nach den Vorstellungen von LOOK (1967, 1984) vom Weddeler Berg bis zum Elz (westl. Helmstedt), ein niedriger, oft unterbrochener Endmoränenzug, der dem Rehburger Stadium zugeordnet wurde. Das saalezeitliche (vielleicht auch das elsterzeitliche) Eis hat jedoch nicht nur in Gestalt von niedrigen Endmoränenwällen, oft sehr mächtigen glazifluviatilen Sedimenten und Grundmoränen seine Wirkung gezeigt, sondern an manchen Stellen, die gut aufgeschlossen waren, auch einen noch eindrucksvolleren Einfluß ausgeübt: Das erste Beispiel (Abb. 6) ist zwar nicht mit der Diskordanz in Bochum-Querenberg oder der Diskordanz zwischen Dresden und Freital identisch, wo Kreide auf Paläozoikum auflagert; aber er ist doch im Untersuchungsgebiet der einzige Aufschluß, der eozäne Sande, die an ihrer



Abb. 6: Glazigene Falte im Westteil der ehemaligen Tongrube der Ziegelei Lehrmann am ehemaligen Helmstedter Ortsrand Richtung Emmerstedt. Helle feine Eozänsande (im Zentrum des Fotos), die sich auf Liastone der Lappwaldscholle auflagern (rechts unter dem Versturz), wurden von einem wahrscheinlich drenthezeitlichen Gletschervorstoß nach Südwesten an ihrem Top verschleppt und von Grundmoräne (im Zentrum im Top) überdeckt. Im rechten Teil der Falte das glazigene Hakenschlagen gut erkennbar. Foto Sommer 1966.

Fig. 6: Glacigenic fault in the western part of the former clay exposure of the brick factory Lehrmann at the former city border of the town of Helmstedt at the road Helmstedt - Emmerstedt. Light fine Eocene sands (in the centre of the photo), which are discordantly lying on Liassic clays of the Lappwald (on the right hand side below the loose material). They were bended to the southwest by a probably Drenthe icestream on their top and covered by moranic sediments (in the centre of the top). In the right part of the glacial fold the "Hakenschlagen" is very well visible. Photo summer 1966.

Basis von Sanden und roten Tonen gebildet werden, auf Liastonen (am rechten Bildrand in Bildmitte) diskordant auflagern läßt. Es handelt sich um das nördlichste Ende der östlichen Helmstedter Braunkohlenmulde, die in der ehemaligen Ziegeleigrube Lehrmann (nahe dem ehemaligen Bahnhof Emmerstedt bei Helmstedt) über mehrere Jahrzehnte in der dargestellten Form aufgeschlossen war. Man beobachtet hier ein **Hakenschlagen**, wie es deutlicher nicht sein kann, allerdings verursacht durch einen etwa aus NE erfolgten Gletschervorstoß, wahrscheinlich des Drentheeises. Nicht nur die gut geschichteten weißen Sande des Eozäns, sondern auch die erwähnten, an der Basis des Eozäns anzutreffenden roten Tone und hellen Sande wurden offenbar vom Eise umgebogen. Es kam dabei zur Vermischung der Grundmoräne, die nordische Geschiebe enthält, mit dem tonig-sandigen eozänen Basissediment. Um ein solifluidales **Hakenschlagen** kann es sich hierbei nicht handeln, weil der Schichtverband der hellen eozänen Sande völlig erhalten ist. Dies spricht eher dafür, daß der glazigene Einfluß geschah, als der Boden gefroren war. - Das Gelände ist außerdem heute nur wenig (1 - 3°) nach Westen geneigt, und auch die tonigen roten Basissedimente des Eozäns sind in ihren unteren Teilen ungestört.

Da wir uns nördlich der nördlichen Lößgrenze befinden, können Lößablagerungen keine weiteren Datierungshinweise geben.

Die eindeutigsten Beispiele für das Einwirken des wahrscheinlich drenthezeitlichen Eises auf den Untergrund lieferten die Nord- und Ostwand des ehemaligen Tagebaus Treue der BKB, der in den letzten Jahrzehnten mehr und mehr zugefüllt wurde. Abb. 7 entstand an der N-Wand. Eine 2 - 3 m mächtige weichselzeitliche Lößschicht überzieht hier meist feine glazifluviatile Sedimente, die aus Schluff- und Sandschichten bestehen. Diese bedecken, was in der Abb. 7 nicht eindeutig sichtbar ist, unteroligozäne glaukonitische Grünsande. Das Bemerkenswerte bei der abgebildeten glazigenen Stauchung ist, daß bei der wahrscheinlich von rechts (NE) erfolgten Eisstauchung nicht nur eine schöne zusammenhängende Falte entstanden ist, sondern am Top der symmetrischen Falte eine Spezialfältelung, wie man sie nicht allzu häufig antreffen dürfte. Auch die Stauchungen rechts neben dem Scheitelpunkt der Hauptfalte sind bemerkenswert. In den Oberflächenformen bilden sich allerdings keine deutlichen Vollformen ab. Es wird auch hier angenommen, daß das Eis auf gefrorene Sedimente traf. Die Stauchungen sind wahrscheinlich in das Rehburger



Abb. 7: Glazigene Falte in wahrscheinlich drenthezeitlichen Ablagerungen an der Nordwand des Tagebaus Treue der Braunschweigische Kohlenbergwerke AG Helmstedt. Bemerkenswert die Spezialfältelung im Sattel der Falte. Würmzeitlicher Löß lagert diskordant über den glazigenen Sedimenten. Dicke des Lösses; 2,0 - 3,0 m. Foto Sommer 1966.

Fig. 7: Glacigenic fold in probably Drenthe sediments at the northern ridge of the mine of Treue (Braunschweigische Kohlebergwerke AG Helmstedt). Note a special folding at the top of the fold. Würmian loess sediments discordantly cover the glacigenic sediments. Thickness of the loess: 2.0 - 3.0 m. Photo summer 1966.



Abb. 8: Oberer Bildrand korrespondiert mit Geländeoberfläche. Kombination von eiskeilartigem Gebilde (rechts neben dem Spaten) und Kryoturbationskessel (künstlich umrandet). „Keil“ allerdings ohne Keilspitze. Lokalität: ehemalige Ziegeleigrube Stegemann am Ziegelberg nördl. Helmstedt, südl. der Autobahn, nahe der ehemaligen Abdeckerei. In Lias-tone ist das eigenartige Gebilde eingelassen. Foto Sommer 1965.

Fig. 8: Upper part of the photo corresponds with the landscape surface. Combination of icewedge-like form (at the right hand side of the spade) and a cryoturbation kettle (marked by a line by me). The ice-wedge-like form however without a tip. Locality: former clay exposure Stegemann at the Ziegelberg north of Helmstedt, south of the Autobahn, near the former Kracker's yard. The ice-wedge-like formation is immersed in the clay of Lias. Photo summer 1965.

Stadium zu stellen, dem LOOK (1967, 1984) in der nördlichen Nachbarschaft eine schwach entwickelte Endmoränenfolge zuordnet. An der Ostwand des ehemaligen Tagebaues Treue der BKB wurde eine hier nicht abgebildete halbkreisförmige, nach N geöffnete Falte in Grundmoränensedimenten aufgenommen, die ca. 3 - 5 m Durchmesser aufwies. Die Lößdeckschicht war an dieser Stelle künstlich abgeräumt worden. Hier hatte eine ursprünglich völlig schichtungslöse, wahrscheinlich drenthezeitliche Grundmoräne eine „Stauchungsschichtung“ erfahren, die in dieser Form im Untersuchungsgebiet einmalig war.

Es ist, was die Stauchungsbilder betrifft, fast alles bei glazigener Einwirkung möglich. Der Eisdruck ist an der Ostwand des Tagebaus Treue aus mehr oder weniger nördlicher Richtung erfolgt. Die Abbildung 7 und das eben beschriebene Aufschlußbild sind nur zwei Beispiele einer Vielzahl weiterer Stauchungsbilder im Tagebau Treue. Warum sie gerade hier und nicht in den Tagebauen Helmstedt und Alversdorf auftraten, dürfte an der Nähe der Endmoränen des Rehburger Stadiums liegen. Wahrscheinlich ist, daß der einige 100 Meter nördlich flach aufragende Elz bei Helmstedt Teilstück eines Stauchendmorä-

nenzuges ist (LOOK 1967). Darauf weisen die geomorphologischen Formen hin; Aufschlüsse, die dies belegen, gibt es dort allerdings nicht.

Eine ebenfalls eindrucksvoll ausgeprägte symmetrische Stauchfalte, wie sie in Abb. 7 dargestellt ist, fand ich außerdem noch in der Sandgrube südlich Weddel, die zu dem vor 6 Jahren geschlossenen Kalksandsteinwerk Weddel gehörte. Sie ist in Abb. 13 erkennbar. Es handelt sich hierbei um die Ostwand der einstmals recht großen Sandgrube auf dem Weddeler Berg (114,2 m) der wahrscheinlich zum W-E verlaufenden Endmoränenzug des Rehburger Stadiums gehört. Der Höhenzug überragt die Umgebung um 10-20 m, was bei den sonst recht ausdrucklosen Oberflächenformen in Ostfalen bereits eine deutliche Reliefierung der Landschaft bedeutet. Obwohl der Eisdruck von links (Norden) gekommen sein muß, ist der nördliche Flügel der Falte flacher als der südliche, z. T. steil einfallende Flügel. Hier sind keine Grundmoränenablagerungen gestaucht worden, sondern überwiegend feine Sande und Schluffe, z. T. auch Kiese. Die Sandgrube, die jetzt andere Besitzer und Abnehmer hat, ist bis heute 200-300 m weiter nach Osten parallel zur Bundesstraße 1 gewandert. Auch heute findet man noch



Abb. 9: Taschenboden an der Grenze von steinig-kiesiger Grundmoräne (wahrscheinlich drenthezeitlichen Alters) (Schicht 2) zu sandigen, z. T. etwas lehmigen glazifluvialen Sedimenten (Schicht 3). Im Hangenden (Schicht 1) würmzeitlicher Löß. Lokalität: Ehemalige Kiesgrube Evers nördl. der heutigen Landstraße Schöningen - Hötensleben (ca. 500 m von der ehemaligen Zonengrenze entfernt). Nordwand der Grube. Foto Sommer 1966.

Fig. 9: "Taschenboden" at the borderline of stony pebbled morainic sediments (probably of Drenthe age) (layer 2) to sandy, partly loamy glazifluvial sediments (layer 3). At the top (layer 1) wurmian loess. Locality: former pebble exposure Evers, north of the now existing road Schöningen-Hötensleben (in a distance of about 500 m from the former demarcation line), northern part of the exposure. Photo summer 1966.

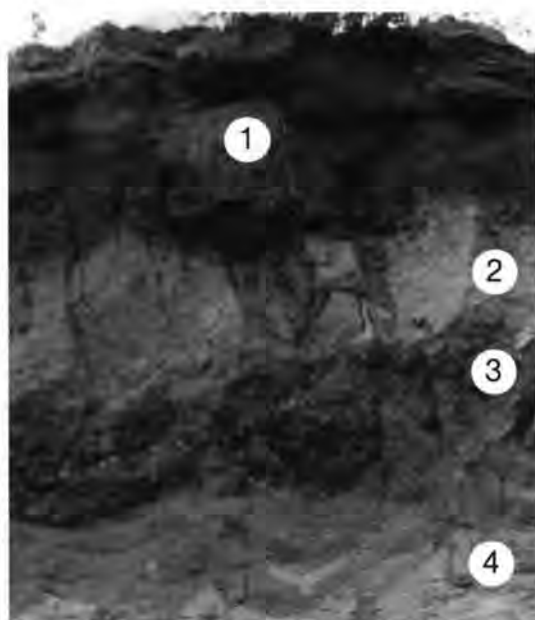


Abb. 10: Gleiche Lokalität wie Abb. 9. Taschen- und „Spitzenböden“ mit liegenden Kryoturbationserscheinungen an der Schichtgrenze von gelbem Würmlöß (Schicht 2) zu Resten von wahrscheinlich drenthezeitlicher Grundmoräne (Schicht 3) und glazifluvialen Sanden und lehmigen dunkleren Sanden (Schicht 4). Im Hangenden Würmlöß mit Parabraunerde (B_1 - Horizont unter der Eins). Foto Sommer 1966.

Fig. 10: Same locality as photo 9. „Taschen-“ and „Spitzenböden“ with forms of cryoturbation at the border of yellow loess of wurmian age (layer 2) to rests of probably Drenthe moraine (layer 3) and glazifluvial sands and loamy sands (layer 4). At the top wurmian loess with a Parabraunerde (B_1 - horizon below the 1). Photo summer 1966.

Stauchungserscheinungen, allerdings nicht in der Klarheit der Abb. 13. Abschließend läßt sich feststellen, daß hier südlich Weddel die glazigene Stauchung zu einer Verstärkung des Reliefs in Gestalt von Stauchmoränen geführt hat.

Ein schwer deutbares Gebilde wurde in der ehemaligen Ziegeleigrube Stegemann Helmstedt (Grube am nördlichen Ortsrand von Helmstedt am Ziegelberg, nahe der Autobahn und der ehemaligen Abdeckerei) angetroffen. Liastone am NE-Rande der nördlichen Helmstedter Mulde werden hier stellenweise von Resten einer Grundmoräne überlagert. Das in Abb. 8 markierte Gebilde rechts neben dem Spaten unterscheidet sich vom Substrat her völlig von den Liastonen: Es besteht aus etwas lehmigen Sanden mit wenigen Steinen, einem stumpfen Keil links, einer steinigeren Übergangszone und aus einem Schutt mit sandiger Matrix. Die Steine zeigen hier häufig eine Steilstellung an. Sie bestehen zum geringen Teil aus nordischen Geschieben. Es ist zu vermuten, daß einerseits Eisdruck zu einem partiell stärkeren Eindringen von Moränenmaterial in den

tonigen Untergrund geführt und andererseits auch später noch nach Abtauen des Eises Kryoturbation gewirkt hat. Hinzuzufügen ist, daß im Arbeitsgebiet mehrfach ein partiell tieferes Eindringen von Grundmoräne in glazifluviale Sedimente (z. B. in der Kiesgrube Evers am Nordschacht bei Süplingen) zu beobachten ist und man beim ersten Hinsehen auf die Wirkung von Kryoturbation tippt.

4 Kryoturbationsformen

Ziel der folgenden Darstellung ist es, die am besten entwickelten Formen der Kryoturbation im Untersuchungsgebiet abzubilden, sie zu beschreiben, zu deuten und zu datieren. Dabei ist immer zwischen dem lößfreien Nordteil des Untersuchungsgebietes und dem lößbedeckten Südteil zu unterscheiden. Trotz häufig wiederkehrender Schichtfolgen: würmzeitlicher Löß (1), sandig-kiesig-lehmige Grundmoräne (2) und glazifluviale Sedimente (3) - vgl. Abb. 9 - trifft man Kryoturbationserscheinungen an der Schichtgrenze von 2 zu 3 selten in klarer Form an. In der ehemaligen Kiesgrube Evers nahe Hötensleben (Sachsen-Anhalt) an der ehemaligen Straße Schöningen - Hötensleben ist das liegende glazifluviale Sediment eher lehmig-sandig entwickelt. Die Schichtgrenze von (2) zu (3) lag vor der Ablagerung des würmzeitlichen Lösses (1) 1,0 - 1,3 m unter der prälößzeitlichen Oberfläche und damit mit großer Sicherheit im Auftaubereich des ehemaligen (saalezeitlichen) und frühweichselzeitlichen Dauerfrostbodens. Während die im mittleren und unteren Teil des Maßstabs liegenden glazifluviatilen lehmigen Sande keine deutliche Frosteinwirkung erkennen lassen, hat offenbar der Gegensatz von sandig-lehmigen Schichten (3) und sandig-steinig-kiesiger Grundmoräne eine deutliche Kryoturbation begünstigt. Ergebnis sind viele recht kleine, aber deutliche Kiestaschen und von unten nach oben ragende „Sandspitzen“. Im linken Teil (Abb. 9) wurde die Schmutztapete von Schicht 2 entfernt. Die Kryoturbationsformen müssen entstanden sein, als der würmzeitliche Löß, der in das oberste Hochglazial (nach der Würmlößterminologie von SCHÖNHALS, SEMMEL & ROHDENBURG 1964) gehört, noch nicht abgelagert war.

Die Taschenböden können demnach ab dem Drenthe-Stadium der Saale-Kaltzeit entstanden sein, nachdem das Eis hier abgetaut war (vor dem Rehburger Stadium). Die obere zeitliche Grenze dürfte, nach den Lößdeckschichten zu urteilen, einige tausend Jahre nach dem Brandenburger Stadium anzusetzen sein; denn der hangende Löß weist keine jungwürmzeitlichen Naßböden mehr auf. Es bleibt nochmals herauszustellen, daß sich mit Hilfe dieses Aufschlußbefundes ein maximal 1,2 - 1,3 m mächtiger Auftauboden des eiszeitlichen Permafrostbo-



Abb. 11: Kryoturbationserscheinungen in und unter einer wahrscheinlich drenthezeitlichen Grundmoräne (2), an deren unterem Rand gelbe Schluffe ebenso auftreten (rechter Bildteil) wie in ihrem Inneren. Am Top würmzeitlicher Löß (1) mit dunklem Ap-Horizont (0), im Liegenden glazifluviatile Sande und Kiese (3). Lokalität: Kiesgrube zwischen Beierstedt und Watenstedt südl. der Eisenbahnstrecke. Foto Sommer 1966.

Fig. 11: Cryoturbation forms in and below a moraine of probably Drenthe age (layer 2); at the lower ridge of it and in the inner part of the moraine there can be seen a yellow loessic thin sediment. At the top wurmian loess (1) with dark Ap-horizon (0), in the lower part glacial sand and gravel (3). Locality: Gravel exposure between Beierstedt and Watenstedt south of the railway line. Photo summer 1966.

dens erschließen läßt.

Die Abbildung 10 zeigt, ebenfalls an der Nordwand

der ehemaligen Sandgrube Evers bei Hötenleben aufgenommen, die gleiche Schichtenfolge wie Abb.



Abb. 12: „Girlandenboden“ in einer wahrscheinlich drenthezeitlichen Grundmoräne am Ausgang des Reitlingstales westl. des Elms bei Lucklum. Ein aus Muschelkalkbrocken bestehendes Band, das in die Moräne eingelagert ist, zeigt die Girlandenstrukturen. Im Liegenden (2) glazifluviatile Sande mit hohen Anteilen von Kalkschuttstücken, die von Osten her aus dem Elm herantransportiert wurden. Der Girlandenboden zeigt die intensive frostdynamische Bearbeitung der Grundmoräne an. Ehemals vorhandener Würmlöß im Hangenden künstlich abgeräumt. Foto Sommer 1965.

Fig. 12: "Girlandenboden" in a probably Drenthe moraine at the exit of the Reitlingstal west of the Elm near the village of Lucklum. A band of pieces of Muschelkalk, which is imposed in the moraine, shows the structures of guirlands. In the lower part (2) glacial sands with a high percentage of chalk pieces, which were transported from the east to the west out of the Elm by the river Wabe. The "Girlandenboden" shows the intensive frost-caused movement of the moraine. A former existing loess at the top of the exposure had been put away by men. Photo summer 1965.

9 auf, nur mit unterschiedlichen Dicken des Decksedimentes (Löß) und der steinig-kiesig-lehmigen Grundmoräne. Im Bereich des Komplexes 1, der aus einem plattigen Ap-Horizont und einem B-Horizont der ehemals entwickelten Parabraunerde besteht, folgt ein gelber Löß (Schicht 2), der ins obere Hochwürm zu stellen ist. Die im linken Teil der Abbildung gut erkennbare steinig-kiesig-lehmige Grundmoräne (3) ist hier nur ca. 30 cm mächtig und dünnt zum rechten Bildrand hin auf 10 cm Dicke aus. Diese Grundmoräne zeigt in der Bildmitte eine Tasche, also einen Taschenboden. Die zum Schichtkomplex 4 gehörigen Sedimente: feine helle geschichtete Sande und bräunliche, etwas lehmige Sande, gehören dem oberen Teil der glazifluvialen Ablagerungen an. Wie die Abbildung 10 deutlich zeigt, sind sie ebenfalls von Kryoturbation erfaßt worden, wobei sie entweder leicht gewellt wurden oder spitzenförmig nach oben in die Grundmoräne eingewürgt wurden. Dieses Beispiel soll vor allem zeigen, daß die zeitliche Stellung des Kryoturbationsvorganges wie bei Abb. 9 einzustufen ist und daß auch hier die Verwürgungen bis in eine Tiefe von 0,8 - 1,0 m gewirkt haben - von der prälößzeitlichen Landoberfläche aus. Ein Teil der Grundmoräne dürfte hier vor der Ablagerung des Lösses bereits wieder abgetragen worden sein.

Das dritte Beispiel (Abb. 11), ebenfalls aus der Lößzone stammend, zeigt im Prinzip die gleiche Schichtenfolge wie das erste und zweite Beispiel von Kryo-

turbationsformen. Heute existiert die Kiesgrube westlich Beierstedt zwischen Beierstedt und Watenstedt (südwestlich Schöningen) immer noch. Wichtig für die Identifizierbarkeit der Kryoturbationsformen ist die Tatsache, daß im rechten Bildteil am Top der wohlgeschichteten glazifluviatilen Kiese und Sande (3) ein helles Schluffband auftritt. Ein weiteres helles Schluffband durchzieht - was nur hier in dieser Deutlichkeit zu beobachten war - die Grundmoräne (2). Sowohl das untere Schluffband als auch das innermoränale Schluffband sind durch die frost-dynamischen Prozesse intensiv verformt, z. T. gefaltet worden. An der Unterseite der Grundmoräne (2) entstanden im Bereich des unteren Schluffbandes, aber auch westlich davon, Taschenböden, innerhalb der Grundmoräne (2) dagegen ein klassischer „Girlandenboden“, wie er wohl selten (wenn überhaupt) bisher abgebildet wurde. Daneben weist das Profil verschiedene Zeugnisse der Wühltätigkeit von Tieren (u. a. Krotowinen) auf. Zur Datierung der Kryoturbationsformen gelten die gleichen Aussagen, wie sie zu den Formen der Abb. 9 und 10 gemacht worden sind. Vor Ablagerung des späthochwechelzeitlichen Lösses mit seinem rezenten Ap-Horizont müssen die Schichtenstörungen gebildet worden sein. Da die Moräne mit hoher Wahrscheinlichkeit eine drenthezeitliche ist, kann die Zeitspanne des Einwirkens des eiszeitlichen Klimas ähnlich klar definiert werden wie bei den Formen der Kiesgrube Hötensleben. Die Tiefe des Auftaubodens



Abb. 13: Sandgrube südl. Weddel. Taschenboden in stark kryoturbiertem Horizont von 1,2 - 1,5 m Mächtigkeit. Korngrößenunterschiede zwischen Sand, lehmigem Sand und Lehm (dunkel) sind die Voraussetzung für das Wirken des kaltzeitlichen Frostes gewesen. Top einer glazigenen Stauchfalte wieder z. T. gekappt. Druck für Stauchfalte erfolgte von links (N) nach rechts (S). Foto Sommer 1966.

Fig. 13: Sand exposure south of Weddel. "Taschenboden" in heavily cryoturbated horizon of a thickness of 1,2 to 1,5 m. Differences in grain size between sand, loamy sand and loam (a bit dark) are the supposition for the action of the coldclimate frost action. The top of a glazigenic fold, also in this example, is cut by the younger denudation processes. Pressure for the folding occurred from the left hand side (N) to the right hand side (S). Photo summer 1966.

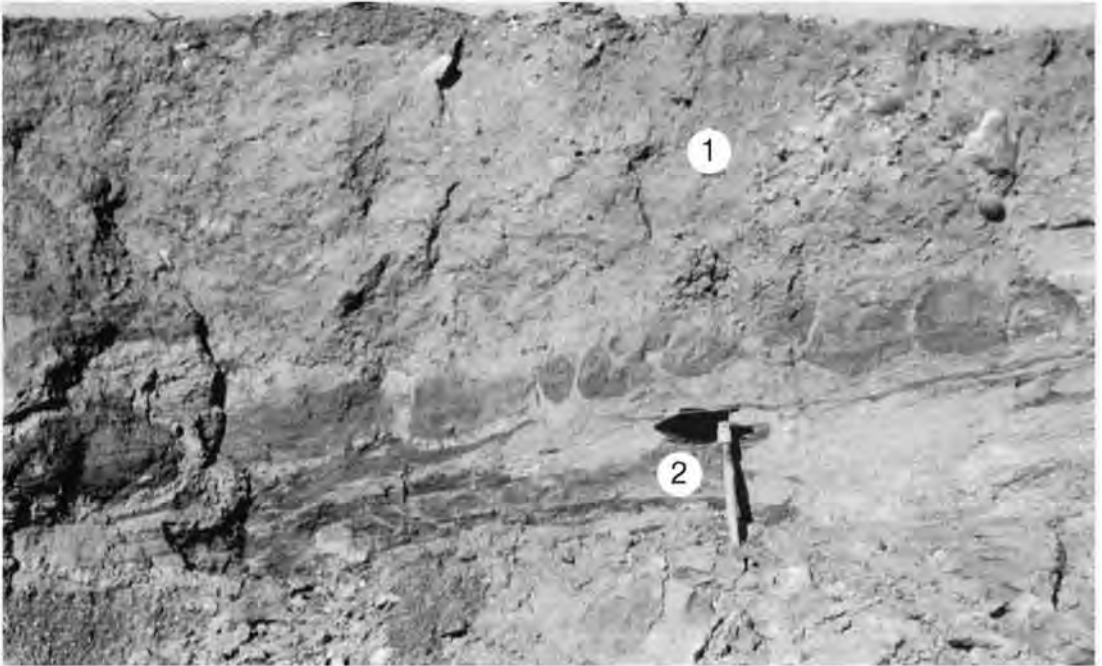


Abb. 14: Taschenboden in der ehemaligen Sand- und Kiesgrube westl. Heiligendorf (nördl. Königsutter am obersten Nordrand des Schuntertales). Im Top eine ca. 1 m mächtige, frostdynamisch beanspruchte Grundmoräne. Der Taschenboden beruht auf dem Schichtwechsel von Sand, lehmigem Sand und Schluff. Er zeigt die Eindringtiefe der frostdynamischen Beanspruchung an, die bis ca. 1,3 - 1,5 m Tiefe reichte. Foto Sommer 1966.

Fig. 14: "Taschenboden" in the former sand and gravel exposure west of Heiligendorf (north of Königsutter) at the upper ridge of the valley of the Schunter. At the top a ca. 1 m thick moraine, which shows former effected frost pressure. The "Taschenboden" is caused by the alternation of sand, loamy sand and silt. It shows, how deep the frostdynamic processes have reached downwards in the profile (1,3 to 1,5 m). Photo summer 1966.

dürfte hier eher zwischen 1,3 und 1,5 m gelegen haben (vgl. Maßstab rechts unten: ein Spaten).

Ein ganz ähnliches Beispiel eines „Girlandenbodens“ wie westlich von Beierstedt fand sich in der ehemaligen Kiesgrube Lucklum 1,0 bis 1,5 km westlich des Westrandes des Elm. Am Südrand des Wabetales, durch welches das den Elm aufschließende Reitlingstal entwässert wird, wurden westlich der Bundesstraße Schöppenstedt - Braunschweig typisch lokal getönte glazifluviale Schotter und Sande oder Flußschotter der Wabe (Schicht 2 in Abb. 12) mit hohen Muschelkalkanteilen aus dem Elm abgelagert. Diese umfassen den Bereich vom oberen Spatenende bis 0,5 m unterhalb des Spatens. Erst darunter sind typische glazifluviale, geschichtete Sande und lehmige Sande ohne bedeutende Kalkanteile anzutreffen (3). Oberhalb des Spatens treten auch hier wieder moränale sandig-lehmig-kiesige Sedimente (1) auf. Eine dünne weichselzeitliche Lößschicht wurde hier künstlich von Baggern abgeschoben. Da hier mitten in der Grundmoräne ein Schotterband aus Kalkstein und wenigen nördlichen Gesteinen auftritt, waren günstige Voraussetzungen für das Entstehen von Kryoturbationserscheinungen gegeben. Ohne dieses Kiesband hätte man die deutliche Stauchung der Moränensedimen-

te gar nicht erkannt. Die Auftautiefe des Dauerfrostbodens, der hier zweifelsfrei bestanden hat, dürfte vor der Lößablagerung auch hier zwischen 0,8 und 1,2 m betragen haben. Tiefere Einwirkungen der Frostdynamik sind in diesem Profil nicht erkennbar. Bezüglich der Datierung des Girlandenbodens bzw. der der gesamten Frosteinwirkung wären dieselben Schlüsse zu ziehen wie bei den bisher beschriebenen Profilen in diesem Kapitel.

Die Sand- und Kiesgrube südlich Weddel am östlichen Ortsrand von Klein-Schöppenstedt (östl. Braunschweig) wurde oben (Kap. 2) schon in anderem Zusammenhang behandelt. Die Abbildung 13 wurde hier schon vor längerer Zeit aufgenommen. Frische aktive Sandgruben bestehen hier jedoch heute noch weiter nördlich und östlich der in den 60er Jahren aufgeschlossenen Sandgrube, die das ehemalige Kalksandsteinwerk Weddel belieferte. Jüngste Grubenbegehungen lassen zwar noch Teile der oben behandelten Stauchungen erkennen, nicht aber mehr eindeutige frostdynamische Strukturen der Kryoturbation (Abb. 13). Wir befinden uns bei diesem länglichen plumpen Weddeler Berg, dem Höhenzug des Rehburger Stadiums, bereits nördlich außerhalb der Lößzone. Reste einer lehmig-steinig-sandigen Grundmoräne überlagern hier glazifluvia-

tile, von Norden her durch einen Gletschervorstoß gestauchte Sande, Kiese und lehmige Sande. Die frostdynamische Einwirkung nach Abtauen des Eises hat hier zu äußerst intensiven Schichtenstörungen (Taschen- und Nierenböden) geführt. Nicht ganz auszuschließen ist allerdings, daß im Rahmen der glazigenen Stauchung an einigen Stellen (z. B. Abb. 13 rechts oben) moränales Material in die vorher abgelagerten glazifluvialen Sande eingestaucht worden ist. Die kryogene Einwirkung auf die Sedimente konnte hier während des ganzen restlichen Abschnitts der Saale-Ver eisung nach Abschmelzen und während aller kalter Abschnitte der Weichsel-Eiszeit erfolgen. Die Taschen-, Kissen- und Nierenböden reichen auch hier etwa bis 1,2 - 1,3 m hinab. Ebenfalls nördlich der nördlichen Lößgrenze liegt die ehemalige Sandgrube Heiligendorf am ehemaligen westlichen Ortsrand südlich der Straße Heiligendorf - Hattorf (nördl. Königslutter - vgl. Abb. 14). Diese Sand- und Kiesgrube, die früher wohl eher als Gemeindeg Kiesgrube genutzt wurde, ist heute geschlossen bzw. weitgehend eingeebnet. Am Top des Aufschlusses wurde hier lediglich der „Mutterboden“ künstlich von einem Bagger abgeschabt. Es ergibt sich die gleiche stratigraphische Abfolge wie in

allen übrigen in diesem Kapitel behandelten Aufschlüssen nördlich der nördlichen Lößgrenze: Unter einer lehmigen sandig-kiesig-steinigen Grundmoräne (1) folgen zunächst dünne Bänder heller Schluffe und dunklere, dickere Schichten lehmiger Sande (2). Während die eigentliche Grundmoräne auch schon kräftig frostgestaucht wirkte, hat die Kryoturbation besonders die - von der Korngröße her - heterogenen hellen Schluffe und lehmigen Sande (2) erfaßt. Ergebnis sind die schönsten Taschenböden des Untersuchungsgebietes und „Schluffspitzen“, die von unten nach oben bis an den Unterrand der Moräne empordrangen. Im linken Teil des Bildes, in dem die Grenzschicht von Komplex 1 zu Komplex 2 tiefer als im rechten Bildteil liegt, sind dagegen keine deutlichen Kryoturbationsformen mehr zu erkennen. Dieser Umstand weist darauf hin, daß die Wirkungszone der frostdynamischen Prozesse des Tauens und Gefrierens über einem Dauerfrostboden auf den oberflächennahen Bereich zwischen 1,0 - 1,3 m Tiefe beschränkt gewesen sein muß. Da wir uns mit dem Nordrand der Sandgrube Heiligendorf nahe der nördlichen Kante des nördlichen Schuntertalhanges befinden, dürfte mit keiner großen Abtragung der hangenden Schichten zu rechnen sein. Bezüglich



Abb. 15: Starke Einwirkungen der Kryoturbation in glazifluvialen Sedimenten im Oberterrassenniveau des Weddebaches nördl. Weddingen (westnordwestlich Vienenburg). Kryoturbation griff bis in 1,5 m Tiefe hinab und schuf Kiestaschen in weitgehend homogenem Kiesmaterial mit Kantenstellung der Kiese. Foto Sommer 1977.

Fig. 15: Strong influence of cryoturbation in glacialuvial sediments in the level of the upper terrace of the Weddebach north of Weddingen (westnorthwest of Vienenburg, near Goslar). The cryoturbation reached down to a depth of 1,5 m and formed pockets of gravel in a mostly homogenous gravel material. The stones are erected. Photo summer 1977.

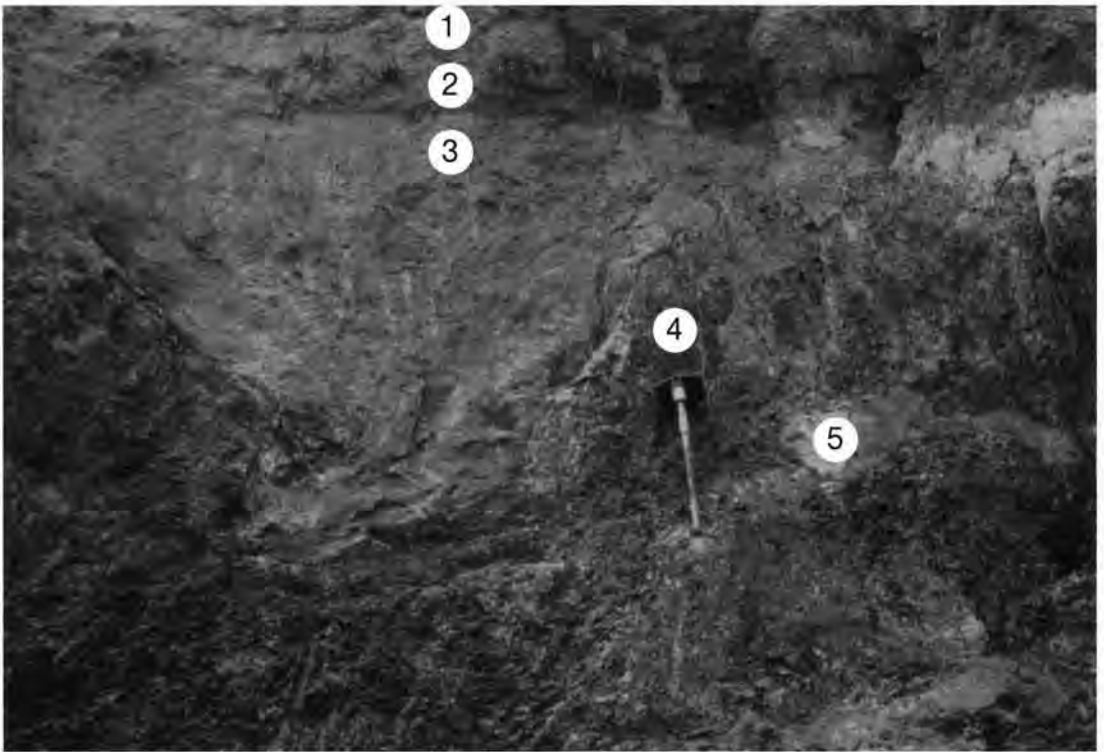


Abb. 16: Einzigartiger Wanneboden in der ehemaligen Ziegeleigrube Grasleben im Allertalgraben nördl. Helmstedt. Schicht 1 ist Abraum, Schicht 2 markiert den holozänen Boden. Das helle sandig-lehmige Material (Schicht 3), mit einigen nordischen Geschieben durchsetzt, ist eine lokal geprägte Grundmoräne, die durch intensive frostdynamische Aktivität mit maximal 1,3 m Tiefe aufgeweichten schwarzen Liaston (4) verknetet ist. Dabei entstanden Wanneböden von maximal 1,3 m Tiefe und isolierte „Moräneninseln“ von unterschiedlicher Größe (Schicht 5). Foto Sommer 1963.

Fig. 16: Singular "Wanneboden" in the former brick pit of Grasleben in the Allertalgraben, north of Helmstedt. Layer 1 is artificially thrown out earth, layer 2 marks the Holocene soil. The light sandy loamy material (layer 3), containing some pieces of Scandinavian material, is a local moraine, which is kneaded together with dark Liassic clay (layer 4) by intensive frostdynamic actions down to a depth of 1,5 - 1,6 m. Through this frost action there were formed many "Wanneböden" with a maximal depth of 1,3 m, and isolated "isles" of morainic material of different growth (layer 5). Photo summer 1963.

der zeitlichen Stellung der Taschenböden von Heiligendorf gelten dieselben Überlegungen wie für die Vorkommen von Weddel/Kl. Schöppenstedt.

Außer in der Kiesgrube östlich Isingerode am Osthang des Okertales fand ich ein Beispiel für starke Kryoturbationserscheinungen in mehr oder weniger homogenem Flußschottermaterial im Oberterrassenniveau des Weddebaches nördl. Weddingen nordwestlich des Harliberges (nördl. Bad Harzburg bzw. Vienenburg - vgl. Abb. 15). Eine dünne Lößdeckschicht ist hier künstlich entfernt worden. Eine intensive Froststauchung hat hier in der Kiesgrube Weddingen bis in Tiefen von 1,3 - 1,5 m Tiefe hinabgegriffen, wobei trotz der Homogenität des Materials große Taschen entstanden. Diese Taschen sind vor allem an der intensiven Kantenstellung der sie begrenzenden Steine erkennbar. In erheblichem Umfang wurde hier einerseits Material von unten nach oben, andererseits von oben nach unten bewegt. Bezüglich der zeitlichen Einordnung der Formen bleibt anzumerken, daß in diesem Falle seit der

Elster-Kaltzeit, in der mit großer Wahrscheinlichkeit die Kiese aufgeschüttet worden sind, über längere Zeiträume hinweg die Möglichkeit zur frostdynamischen Einwirkung des Klimas auf die Sedimente bestanden hat, sofern keine Lößdecke das Eindringen der frostdynamischen Prozesse bis zu den angegebenen Tiefen verhinderte.

Die bei weitem beeindruckendsten Einflüsse des kaltzeitlichen Klimas wurden in der ehemaligen Ziegeleigrube Grasleben an der Straße Grasleben - Querenhorst angetroffen (Abb. 16). Schwarze Liastone, die zusammen mit allen Gesteinen des Mesozoikums bis zum Oligozän und Miozän im bis zu 2 km breiten Zerrgraben des Allertals über dem Gips- hut eingesunken sind, wurden hier in der Nachkriegszeit bis zum Ende der 60er Jahre abgebaut. Sie sind durch die tektonischen Ereignisse im Rahmen der saxonischen Gebirgsbildung allerdings nicht makroskopisch beeinflusst worden. Jedoch ist die gesamte Abbauwand in ihren obersten 1,5 bis 1,6 Metern völlig aufgemürbt, sofern die Liastone anste-

hen. Über den schwarzen Liastonen trifft man in einigen Dezimetern Mächtigkeit eine grau-orangefarbene sandige, schwach lehmige Grundmoräne mit wenigen Steinen an. Die gesamten Wände weisen nun in einmaliger Weise tiefe, moränengefüllte *Wannen- und Taschenböden* auf, deren Dimensionen sonst nirgendwo erreicht wurden. Die grauen Farben rechts der Zahl 4 in Abb. 16 sind von Schmutz verursacht worden. Der größte *Wannenboden* wurde in der Abbildung mit einer schwarzen Linie umrandet. Die Moräne selbst machte – ebenso wie der Liaston – bis in 1,6 m Tiefe einen stark verknieteten Eindruck. Als Besonderheit treten immer wieder isolierte Moränenflecken (5) im aufgemürbten, zerknieteten Liaston (4) auf. Ganz unten im Bild ist dagegen unterhalb der größten Wanne der noch völlig ungestörte Liaston erkennbar, der freilich wie Schiefer Einflüsse von Brüchen aus mehreren Richtungen aufweist. Wir befinden uns bereits außerhalb der Lößzone, so daß hier in der Umgebung lediglich ein Geschiebedecksand an der Oberfläche auftritt, auf dem eine Braunerde entwickelt ist. Der hohe Sandanteil der Grundmoräne erklärt sich aus der Tatsache, daß nördlich der Ziegeleigrube flächenhaft *cozäner heller Sand* ansteht, der bis heute als *Glassand* für die *Döhrentruper Glaswerke* in *Grünenplan* (Ith-Hils-Gebiet) dient. Wollte man annehmen, daß die riesigen *Wannen-, Taschen- und Kesselböden* nicht *kryogenen Ursprungs* im Sinne von *Kryoturbationsformen*, sondern eher *glazigenen Ursprungs* im Sinne der direkten Einwirkung von *Inlandeisdruk* sind, so stünde man vor der Frage, ob das Eis in der Lage war, seine Grundmoräne über *Dauerfrostboden* in die *Liastone* zu drücken. Ich neige zu der Deutung, die auch bei der Erklärung von *Tropfenböden* (*Kerkoboloiden*) angewandt wird: Der 1,5 - 1,6 m tief hinabgreifende *Auftauboden* über dem ehemaligen *permafrost table* muß infolge des *Liastones* so *wassergesättigt* und *beweglich* gewesen sein, daß Teile der Grundmoräne, wahrscheinlich dort, wo sie etwas mächtiger als in der Umgebung waren, regelrecht in den *wassergesättigten Ton* eingesunken sind. Diese Vorstellung ist auch deshalb wahrscheinlich, weil in mehreren Aufschlüssen bei einer Sandbasis die Grundmoräne an ihrer Unterseite häufiger kleine Eindellungen aufweist (s. o. S.), die zu *Mächtigkeitsunterschieden* der Grundmoräne auf kurze Distanz führen (zuletzt im Februar 1995 in der *Everschen Sand- und Kiesgrube* am *Nordschacht westl. Helmstedt* beobachtet). Für die Datierung dieser *Kryoturbationsformen* besonderen Typs gelten die gleichen Überlegungen wie bei den übrigen *Lokalitäten* außerhalb des *Lößgebietes*.

5 Schriftenverzeichnis

- BARTHELS, G. & ROHDENBURG, H. (1968): Fossile Böden und Eiskeilhorizonte in der Ziegeleigrube Breinum und ihre Auswertung für die Reliefentwicklung im Jungquartär. - Göttinger Bodenkundliche Berichte, 6: 109-126; Göttingen.
- BROSCHE, K.-U. (1964): Über Periglazialerscheinungen im Lappwald und in seinem nächsten Vorland. - Seminararbeit Universität Göttingen, angefertigt bei Prof. Dr. H. Poser, unveröffentlicht: 80 S.; Göttingen.
- (1968): Struktur- und Skulpturformen im nördlichen und nordwestlichen Harzvorland. - Göttinger Geographische Abhandlungen, 45: 236 S., 2 Textabb., 10 Beilagen; Göttingen.
- (1969): Über die Beziehungen von Rumpfflächen zu Schichtkämmen und Schichtstufen sowie Beobachtungen an einigen wichtigen Strukturformtypen, erläutert an Beispielen aus dem nördlichen und nordwestlichen Harzvorland. - Zeitschr. f. Geomorph., 13: 207-216; Berlin.
- BROSCHE, K.-U. & WALTHER, M. (1978): Die jungpleistozänen Lößdeckschichten der Braunkohlentagebaue der Braunschweigischen Kohlenbergwerke (BKB) zwischen Helmstedt und Schöningen. - Eiszeitalter und Gegenwart, 28: 51-67; Öhringen.
- (1991): Untersuchungen zur Lößstratigraphie und jungpleistozänen Formung in Südniedersachsen und im östlichen Westfalen. - Geographica - Oekologica - Arbeiten zur Geographie und Ökologie, 2: 52 S., 13. Abb., 2 Karten, 7 Fotos auf 3 Tafeln; Berlin.
- BRÜNING, H. (1956): Fossile Frostbodenerscheinungen aus dem Stadtgebiet von Magdeburg und aus der Magdeburger Börde. - Hallesches Jahrbuch für Mitteldeutsche Erdgeschichte, 2, 3: Halle.
- (1957): Eiszeitliche „Klein-Frostbodenformen“ im Talrandlöß von Magdeburg. - Hallesches Jahrbuch für Mitteldeutsche Erdgeschichte, 2, 4: Halle.
- (1958): Museumsarbeit in den Baugruben einer Großstadt. - Der Präparator, Zeitschrift für Museumstechnik, 4: Magdeburg.
- (1959): Periglazialerscheinungen und Landschaftsgenese im Bereich des mittleren Elbtales bei Magdeburg. - Studien über die Periglazialerscheinungen in Mitteleuropa, herausgegeben von Hans Poser, Göttinger Geographische Abhandlungen, 6. Abb., 18 Fig. als Beilagen, 80 S.; Göttingen.
- GOEDERLE, R. (1966): Die Oberflächenformen des Elm. - Göttinger Geogr. Abhandlungen, 35: Göttingen.
- HIMPEL, I. (1955): Frostbodenbildung und Lößanwehung in der Würmeiszeit auf Muschelkalk und Buntsandstein bei Göttingen. - Abhandlungen der Akademie d. Wiss. u. d. Lit. in Mainz. Math.-naturwiss. Kl. Jhg. 1955, Nr. 2; Mainz.
- HERRMANN, R. (1929): Erdgeschichtliche Grundfragen der Oberflächenformung in Mitteldeutschland. Festschrift des 23. Deutschen Geographentages in Magdeburg, hrsg. von O. SCHLÜTER & E. BLUMIE: 71-108; Braunschweig/Berlin/Hamburg.
- KAISER, K. (1960): Klimazeugen des periglazialen Dauerfrostbodens in Mittel- und Westeuropa. - Eiszeitalter und Gegenwart, 11: 121 - 141, Öhringen (Rau).
- (1966): Das Quartär zwischen Harz und Elbe. - Eiszeitalter und Gegenwart, 17: 200-204; Öhringen.
- KEILHACK, K. (1931): Über „atektonische Faltung“ (Stiche) in der Trias des Harzvorlandes und über einen merkwürdigen Fall des Hakenschlagens. - Zeitschr. d. Dtsch. Geol. Ges., 83
- LIEDTKE, H. (1975): Die nordischen Vereisungen in Mitteleuropa. - Forschungen zur Deutschen Landeskunde, 204; Bonn - Bad Godesberg.

- LOOK, E. R. (1968): Geologisch-stratigraphische Untersuchungen in Sedimenten der Elster- und Saale-Eiszeit (Pleistozän) am Elm, östlich Braunschweig. - Mitteilungen aus dem Geologischen Institut der Technischen Hochschule Hannover, **6**: 108 S., 18 Abb., 4 Tab., 27 Taf.; Hannover.
- (1984): Geologie und Bergbau im Braunschweiger Land. - Berichte der Naturhistorischen Ges. Hannover, **127**: 1-467; Hannover.
- LUDWIG, A. (1958): Beobachtungen im Pleistozän des nordöstlichen Harzvorlandes. - Geologie, **7**: 769-793; Berlin.
- MANIA, D. & TOEPFER, V. (1973): Königsau; Gliederung, Ökologie und mittelpaläolithische Funde der letzten Eiszeit. - Veröffentlichungen des Landesmuseums f. Vorgeschichte Halle, **26**: 164 S.; Halle.
- MANIA, D. (1965): Stratigraphie, Genese und Paläökologie des Quartärs in der Ascherslebener Depression und ihrer Umgebung. - Diss. Halle.
- (1967): Das Jungquartär aus dem ehemaligen Ascherslebener See im Nordharzvorland. - Petermanns Geographische Mitteilungen, **111**: 257 - 273; Gotha.
- & STECHMESSER, H. (1970): Jungpleistozäne Klimazyklen im Harzvorland. - Petermanns Geographische Mitteilungen, Erg.-Heft, **274**: 39-55; Gotha.
- MURKT, J. (1968): Erläuterungen zur Karte der Lößverbreitung in Südniedersachsen. - Geol. Jahrbuch, **86**: 107-112; Hannover.
- POSER, H. (1947 a): Dauerfrostboden und Temperaturverhältnisse während der Würmeiszeit im nicht vereisten Mittel- und Westeuropa. - Naturwissenschaften, **34**: 10-18; Berlin.
- (1947 a): Auftautiefe und Frostzerrung im Boden Mitteleuropas während der Würm-Eiszeit. - Naturwissenschaften, **34**: 262-267 und 323-328; Berlin.
- (1948 a): Boden- und Klimaverhältnisse in Mittel- und Westeuropa während der Würm-Eiszeit. - Erdkunde, **2**: 53-68; Bonn.
- (1948 b): Äolische Ablagerungen und Klima des Spätglazials in Mittel- und Westeuropa. - Naturwissenschaften, **9**: 269-275 und 307-312; Berlin.
- (1951): Die nördliche Lößgrenze in Mitteleuropa und das spätglaziale Klima. Eiszeitalter und Gegenwart, **1**: 27-55; Öhringen (Rau).
- ROHDENBERG, H. (1965): Die Muschelkalk-Schichtstufe am Ostrand des Sollings und Bramwaldes. - Göttinger Geogr. Abh., **33**; Göttingen.
- (1966): Eiskeilhorizonte in südniedersächsischen und nordhessischen Lößprofilen. - Mitteilungen d. Deutschen Bodenkundl. Ges., **5**: 137-170; Göttingen.
- (1968): Jungpleistozäne Hangformung in Mitteleuropa. - Beiträge zur Kenntnis, Deutung und Bedeutung ihrer räumlichen und zeitlichen Differenzierung. - Göttinger Bodenkundl. Berichte, **6**: 3-107; Göttingen.
- & MEYER, B. (1966): Zur Feinstratigraphie und Paläopedologie des Jungpleistozäns nach Untersuchungen an südniedersächsischen und nordhessischen Lößprofilen. - Mitteilungen der Deutschen Bodenkundl. Gesellschaft, **5**: 5-131; Göttingen.
- SCHÖNHALS, E., SEMMEL, A. & ROHDENBERG, H. (1964): Ergebnisse neuerer Untersuchungen zur Würmlöß-Gliederung in Hessen. - Eiszeitalter u. Gegenwart, **15**: 199-206; Öhringen.
- WALTHER, M. (1979): Verbreitung und Stratigraphie letzteiszeitlicher Lößfolgen in der norddeutschen Lößzone südlich der nördlichen Verbreitungsgrenze bis zu den Mittelgebirgen hin (Nordrhein-Westfalen, Südniedersachsen). - Schriftliche Staatsexamensarbeit, Wiss. Landesprüfungsamt Berlin; Berlin.
- WALTHER, M. & BROSCHE, M. (1983): Zur Bedeutung der Lößstratigraphie für die Rekonstruktion des jungpleistozänen Klimas im nördlichen Mitteleuropa am Beispiel norddeutscher Lößprofile. - Ber. naturhist. Ges. Hannover, **125**: 97-159; Hannover.
- WASHBURN, J. L. (1979): Geocryology. - A survey of periglacial processes and environments. 406 S.; London.
- WOLDSTEDT, P. & DUPHORN, K. (1974): Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter; Stuttgart.

Manuskript eingegangen am 15. 12. 1994

Zur jungholozänen Oberflächen- und Bodenentwicklung der Siegae im Hennefer Mäanderbogen*)

KARL HEUSCH, JOHANNES BOTSCHER & ARMIN SKOWRONEK**)

Late Holocene, alluvial soils, surface and soil development, Sieg river, mining, Nordrhein-Westfalen

Kurzfassung: Die jungholozänen carbonatfreien Auenlehme im Talabschnitt der Sieg bei Hennef können nach geomorphologischen, sedimentologischen und pedologischen Untersuchungen vier Auenterrassen zugeordnet und ihre Ablagerung zeitlich eingegrenzt werden. Die Obere Auenterrasse trägt eine Auenparabraunerde-Auenbraunerde, deren Entwicklung in die ältere Eisenzeit zu stellen ist. Während sich auf der älteren Mittleren Auenterrasse eine kräftige latènezeitliche Auenbraunerde gebildet hat, reicht die Pedogenese auf der jüngeren Mittleren Auenterrasse nur bis zum Braunaueboden mittelalterlich/frühneuzeitlichen Ursprungs. Die jüngste, maximal 200 Jahre alte, geomorphologisch-pedologische Einheit stellt die Untere Auenterrasse dar. Auf ihr ist die Bodenentwicklung erst bis zum Auengley/Auenregosol fortgeschritten. Für die Hochflutsedimente mit Parabraunerde-Bildung auf der weichselzeitlichen Niederterrasse ist eine Ablagerung in der Bronzezeit anzunehmen. Ein vermutlich altholozäner Boden ist lediglich als Fragment, vom anthropogen bedingten Auenlehm fossilisiert, auf der Niederterrasse erhalten.

[Late Holocene surface and soil development of the Sieg river floodplain near Hennef]

Abstract: The flood loams in the Sieg valley near Hennef were investigated with geomorphological, sedimentological and pedological methods. They are free of carbonate. Four late Holocene floodplain terraces can be separated and dated. On the Upper Floodplain Terrace an Auenparabraunerde-Auenbraunerde (Fluvi-Luvic Cambisol) of early Iron Age was found. The pedogenesis on the older Middle Floodplain Terrace lead to a Typische Auenbraunerde (Fluvi-Eutric Cambisol) of Latène Age. The younger part of this terrace is covered by a Braunaueboden (Eutric Fluvisol) of late Middle Ages/modern times. The Lower Floodplain Terrace is the youngest formation, at most 200 years old. It is characterized by an Auengley/Auenregosol (Fluvi-Eutric Gleysol). The Parabraunerde (Luvisol) on the Weichselian Low Terrace is

*) Erweiterte Fassung eines Vortrages des Erstautors am 20. September 1994 in Leipzig anlässlich der 27. Jahrestagung der Deutschen Quartärvereinigung.

***) Anschrift der Verfasser: Dipl.-Ing. Agr. K. HEUSCH, Dr. J. BOTSCHER und Prof. Dr. A. SKOWRONEK, Institut für Bodenkunde der Universität, Nufallee 13, D-53115 Bonn.

supposed to be of Bronze Age. That anthropogenic flood loams bury traces of a presumably early Holocene soil on the Low Terrace.

1 Einleitung

Die Erforschung der Ursachen holozäner Flußdynamik ist seit über 20 Jahren Ziel zahlreicher Untersuchungen. Dabei werden drei Erklärungsansätze diskutiert:

- Verstärkte Umlagerungs- und Sedimentationsprozesse werden durch Klimaschwankungen verursacht. Nach BRUNNACKER (1978) sind sieben „Aktivitätsphasen“ am Niederrhein und nach SCHIRMER (1991a) sieben „holozäne Terrassen“ am Obermain klimagenetischen Ursprungs. Der anthropogene Einfluß ist hierbei von sekundärer Bedeutung.

- Holozäne Terrassen entstehen durch Prozesse, die von der Eigendynamik des Flusses gesteuert werden. Sie haben nach BUCH (1988) an der Donau zur Ausbildung von drei „Auenstufen“ geführt. Äußere Einflüsse wie Klimaschwankungen und Landnutzungsgeschichte wirken sich allenfalls modifizierend aus.

- Erhöhte fluviale Aktivität und die Zunahme von „Auenlehm-Bildungsphasen“ sind durch menschliche Eingriffe wie Rodungen und ackerbauliche Nutzung größerer Flächen verursacht worden. Diese Ansicht wird z. B. von WILDHAGEN & MEYER (1972) für das Leinetal und auch von HILLER & LITZ & EISSMANN (1991) für den Saale-Elbe-Raum vertreten.

Die holozäne Flußdynamik wird also je nach Standpunkt der Autoren vor allem mit bestimmten Klimabedingungen, mit der Eigendynamik des Flusses oder mit anthropogenen Einflüssen in Verbindung gebracht. DALCHOW (1989) kombiniert diese Einflußgrößen und führt den jungholozänen Auenlehm überwiegend auf anthropogene Ursachen zurück. Dessen Verbreitung und die Erhaltung von mittel-/altholozänem Auenlehm macht er aber von dem - klimabedingten - Eintiefungsbetrag der Flüsse in den Talboden der kaltzeitlichen Niederterrasse abhängig.

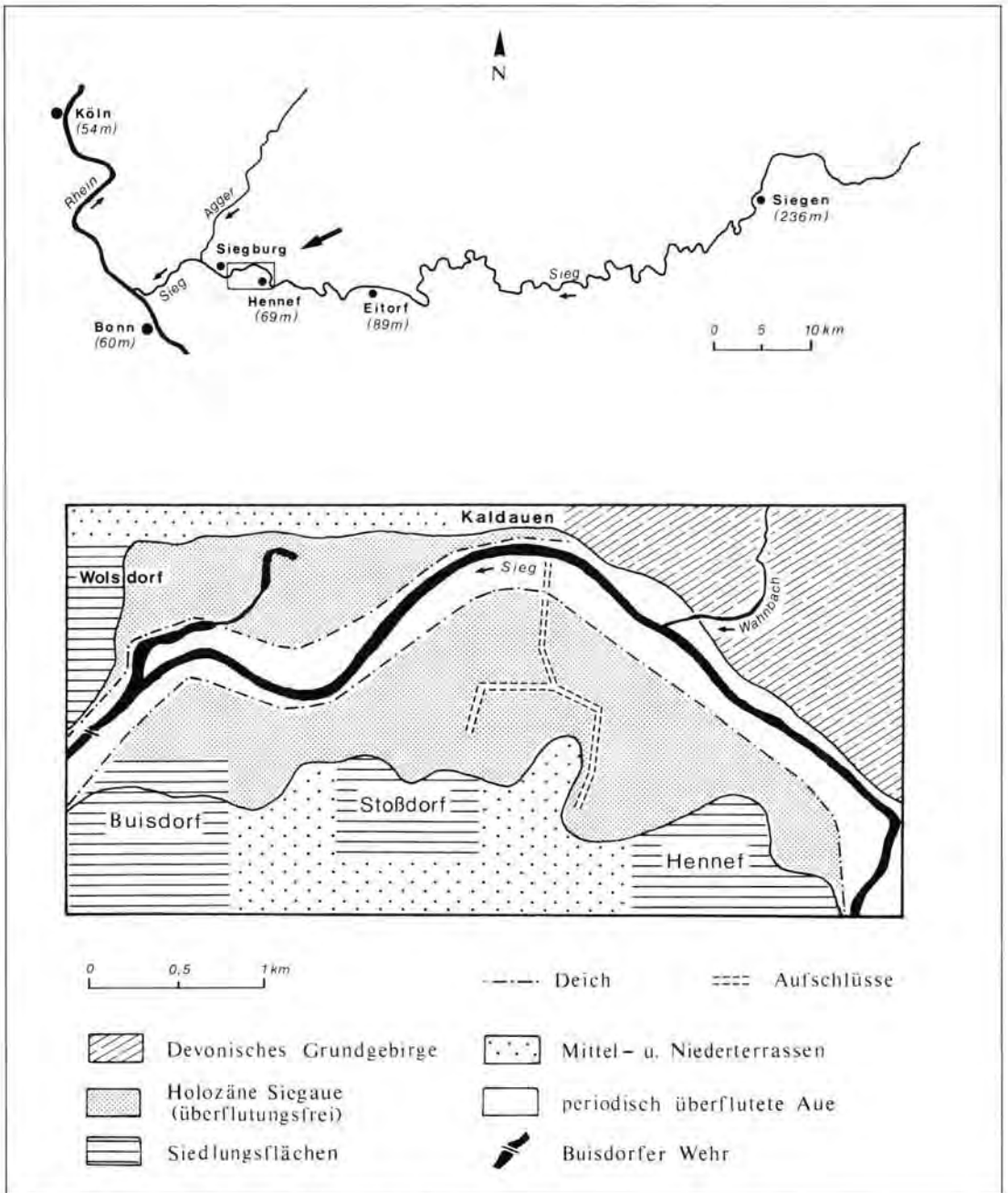


Abb. 1: Die Siegaue im Hennefer Mäanderbogen.
 Fig. 1: The Sieg river floodplain near Hennef.

In diesem Beitrag wird zunächst die räumliche Verbreitung holozäner Sedimente in der Siegaue bei Hennef dargestellt. Anhand geomorphologisch-sedimentologischer und bodenkundlicher Untersuchungsergebnisse sollen dann die Einflußgrößen der jungholozänen Sedimentation bestimmt sowie eine Bodenzeitreihe (Bodenchronosequenz) erarbeitet werden.

2 Untersuchungsraum

Die Sieg entspringt im Rothaargebirge in 608 m Höhe über NN östlich von Siegen und mündet nach 144 km Lauflänge nördlich von Bonn-Beuel in den Rhein (s. KREMER & CASPERS 1986: 3-4, u. hier Abb. 1). In ihrem Ober- und Mittellauf durchschneidet

sie kalkfreie unterdevonische Schichten aus Ton-schiefer, Grauwacken und Sandsteinen (GRAMSCH 1978: 44). Während der windungsreiche Lauf des Siegtales, das erstmals von KNUTH (1923) geomorphologisch untersucht wurde, in seinem mittleren Abschnitt überwiegend tektonisch vorgezeichnet ist, kann der Fluß nach seinem Eintritt in die Niederrheinische Bucht bei Hennef in großen Bögen bis zur - 12 Stromkilometer entfernten - Mündung in den Rhein frei mäandrieren.

Das Untersuchungsgebiet befindet sich im südöstlichen Teil der Niederrheinischen Bucht, in der sog. Siegburger Bucht bei Hennef (Abb. 1). Hierbei handelt es sich um eine mit tertiären Tonen und quartären Schottern der Sieg aufgefüllte Senkungszone, die tektonisch der Kölner Scholle zuzuordnen ist (E. SCHRÖDER 1969, BEHL & KRÄMER 1992). E. SCHRÖDER (1965: 43) erkannte bei Hennef eine schwache Schollenkipfung in Richtung NNE, die nach GRAMSCH (1978: 62) eine stetige Verlagerung der Sieg nach Norden bis in die Gegenwart bewirkte. Tatsächlich ist hier fast die gesamte Aue nur südlich der Sieg ausgebildet, deren Grenze zur Niederterrasse auf der Linie Buisdorf-Stoßdorf-Hennef verläuft. Im N und NE wird die Siegaue durch den weitgespannten Mäanderbogen vor den steil ansteigenden Hängen des Bergischen Landes begrenzt.

Die Höhe der weichselzeitlichen Niederterrasse beträgt bei Hennef 69 m über NN und sinkt bei Buisdorf auf 62 m über NN ab. Eine deutliche Geländekante bildet den Übergang zur Talau, die im allgemeinen nur 2 bis 4 m unter dem Niveau der Niederterrasse liegt. Während die laterale Ausdehnung der Siegaue in ihrem Mittellauf wenige 100 m beträgt, verbreitert sie sich mit dem Eintritt in die Siegburger Bucht auf 1 bis 1,5 km. Ein in den 30er Jahren fertiggestellter Deich folgt dem aktuellen Flußlauf durch das gesamte Untersuchungsgebiet und verengt die hochwasserführende Sieg auf durchschnittlich 200 m Breite.

3 Geomorphologisch-sedimentologische Einheiten

Die geologische Aufnahme 1:25 000 Blatt 5209 Siegburg aus dem Jahre 1935 unterscheidet im Auenbereich der Sieg bereits zwei Niveaus. Auf der Karte wird die Siegaue von zahlreichen Rinnen („Talboden des Siegtales“) in inselartige Flächen („Höhere Talstufe oder Inselterrasse“) gegliedert (UDLUFT 1977: 33). UDLUFT wie auch KNUTH (1923) kennzeichnen mit der sog. „Inselterrasse“ aber nicht eine selbständige nacheiszeitliche Aufschüttung, sondern eine Erosionsform in der weichselzeitlichen Niederterrasse. Untersuchungen insbesondere von SCHIRMER (1983a) haben inzwischen gezeigt, daß

eine „Inselterrasse“ im o. a. Sinne einen Terrassenkörper beschreibt, der aus mehreren, unterschiedlich alten, im Zuge der Mäanderbildung entstandenen, holozänen Sedimenten zusammengesetzt ist. Solche, oft höhengleiche Terrassen können anhand von Rinnensystemen und ihren Ablagerungen nach SCHIRMER (1983a) in Reihenterrassen gegliedert werden. Dabei wird das Netz der Auenrinnen (Altarme, Mäanderbögen), ihr morphologischer Relieftyp und das gegenseitige Abschneiden von Auenrinnensystemen durch Nahtrinnen (geomorphologische Diskordanzen) zur Trennung verschieden alter spätglazialer und holozäner Auenterrassen genutzt.

Im Arbeitsgebiet erweist sich dieser geomorphologische Ansatz als problematisch. Hier ergab sich bei breiten und lang durchziehenden Rinnen z. B. die Schwierigkeit, Nahtrinnen von Auenrinnen zu unterscheiden. Mit Ausnahme des großen Mäanderbogens zwischen Kaldauen und Wölsdorf sind an der Oberfläche auch keine weiteren Mäander sichtbar. Zudem ist durch die ackerbauliche Nutzung fast aller innendeichs gelegenen Flächen das typische Gleithang/Prallhang-Relief weitgehend eingeebnet worden und ein Auskartieren von Reihenterrassengrenzen schwierig. Einen guten Einblick in den stratigraphischen Aufbau der Aue ermöglichten aber 3,5 m tiefe, die gesamte Aue querende Aufschlüsse, die für die Verlegung einer Trinkwasserleitung angelegt wurden (Abb. 1). An diesen Profilschnitten in S-N- und E-W-Richtung wurden umfassende sedimentologische und bodenkundliche Daten erhoben.

3.1 Weichselzeitliche Niederterrasse

Die kaltzeitliche Niederterrasse ist bis auf ein kleines Vorkommen bei Kaldauen nur südlich der Sieg erhalten. Hier bildet sie eine große zusammenhängende Fläche, die sich von Hennef über Stoßdorf bis Buisdorf in zunehmender Breite nach W erstreckt. Das Gefälle der Niederterrasse beträgt zwischen Hennef und Buisdorf ca. 1,5 ‰. Im Mündungsbereich der Sieg kommt es sogar zu einer Gefälleumkehrung, so daß der Niveauabstand zwischen den holozänen Auenterrassen und der weichselzeitlichen Niederterrasse mit 7 bis 10 m wesentlich größer ist als im Untersuchungsgebiet. GRAMSCH (1978: 64) erklärt diesen Reliefunterschied damit, daß die Sieg in der Nähe ihrer Erosionsbasis (Rhein) die Schotter im Auenbereich verstärkt umgelagert und ausgeräumt hat, als sich der Rhein während des Holozäns in sein Hochflutbett eintiefte. Der geringe Niveauabstand zwischen Niederterrasse und Talau bei Hennef führte indes zu Überflutungen der gesamten Niederterrassenfläche. Die Sedimente der Hochflutlehmdecke auf der Niederterrasse

mit durchschnittlichen Mächtigkeiten von 1,0 – 1,5 m, die UDLUFF (1977: 31) in dieselbe Ablagerungszeit stellt wie die der Lehme in der Talau, zeugen davon. WARSTAT (1981) findet am Terrassenrand sogar noch größere Mächtigkeiten vor. Selbst im Mündungsgebiet greifen die Hochflutlehme der Talau noch randlich auf die Niederterrasse über (THOSTE 1974). So wird auch die Fundstelle einer jungneolithisch/bronzezeitlichen Siedlungsstätte in Niederpleis (2 Stromkilometer talwärts) mit zahlreichen Steinbeilen von mehreren Metern dickem Auenlehm überdeckt (MARSHALL & NARR & v.ÜSLAR 1954: 130). Die Siedlungsstelle befand sich 20 m von der Terrassenkante entfernt direkt auf der Schotteroberfläche der Niederterrasse. Die Körnung des Hochflutlehms, der bis zum Schotter holzkohleführend ist, wechselt mit zunehmender Tiefe von schluffigem Lehm zu lehmigem Sand. Oft finden sich im Liegenden der Sande wieder feinkörnigere Sedimente.

3.2 Holozäne Auenterrassen

Als holozäne Auenterrassen werden zunächst drei Terrassen(treppen) unterhalb des Niveaus der weichselzeitlichen Niederterrasse unterschieden: Obere, Mittlere und Untere Auenterrasse (Abb. 2 u. 3). Die in den Aufschlüssen sichtbaren Schotter konnten anhand ihrer sedimentologischen Merkmale (nach SCHIRMER 1983a) deutlich als holozäne Umlagerungsprodukte eines mäandrierenden Flußlaufes mit Nebenrinnen erkannt werden. KLOSTERMANN (1992: 175) bezeichnet solche Abflusssysteme mit einem gewundenen Hauptarm und kleineren Seitenarmen am Niederrhein als „Furkationstyp“. Leider war durch die geringe Tiefe der Aufschlüsse die Diskordanz zwischen Ablagerungen der Niederterrasse und Umlagerungen des Holozäns an keiner Stelle erkennbar. Rinnenfüllungen von maximal 4,5 m Mächtigkeit lassen auf eine entsprechende Umlagerungstiefe der Schotter aller holozänen Auenterrassen schließen. Die drei, mit jeweils 0,5 bis 1,0 m Höhenunterschied treppenartig voneinander abgesetzten Auenterrassen sind – mit einem relativ geringen Eintiefungsbetrag von 2 bis 4 m – in die Ablagerungen der Niederterrasse eingeschachtelt. Die Hochflutlehme der Auenterrassen sind ebenfalls mit fein verteilten Holzkohleresten durchsetzt.

Obere Auenterrasse

Die Obere Auenterrasse stellt mit 1,5 bis 2,5 m über bordvollem Siegwasserspiegel das höchstgelegene Niveau in der Siegaue dar. Von der Niederterrasse ist diese Stufe durch eine 1,5 bis 2 m hohe Geländekante abgesetzt. Ihre Verbreitung beschränkt sich auf zwei Flächen bei Zissendorf, die bogenförmig

in die Niederterrasse eingelassen sind. Die Mächtigkeit der Hochflutsedimente, die durch eine nach oben abnehmende Korngröße von stark schluffig-lehmigem Sand bis zu schluffigem Lehm gekennzeichnet sind, variiert zwischen 0,9 und 1,5 m.

Mittlere Auenterrasse

Die Mittlere Auenterrasse nimmt den größten Teil der Siegaue ein. Sie besitzt eine relative Höhe von 1-1,5 m über bordvollem Siegabfluß. Von der Oberen Auenterrasse ist sie durch eine stark ausgeprägte Rinne und einen niedrigen Geländeanstieg (ca. 0,5 m) getrennt. Nur östlich von Zissendorf bildet eine deutliche Kante die Grenze zu der hier knapp 1 m höher gelegenen Oberen Auenterrasse. In Bereichen, wo die Mittlere Auenterrasse direkt an die Niederterrasse stößt (z. B. bei Zissendorf), liegen zwischen beiden Niveaus 2,5 bis 3 m. Das Gefälle der Mittleren Auenterrasse ist geringer als das der Niederterrasse. Es erreicht zwischen Buisdorf und Pegel Kaldauen 1,3 ‰ und verringert sich bis Hennef auf 1,1 ‰. Die Mächtigkeit der feinklastischen Sedimente wechselt kleinräumig sehr stark; in Rinnen können sogar über 4 m erreicht werden. Die durchschnittliche Dicke des Auenlehms auf der Mittleren Auenterrasse liegt bei ca. 1 m, wobei aber auch – z.T. flächenhaft – bis zu 2 m mächtiger lehmiger Schluff bis schluffiger Lehm abgelagert worden ist.

Untere Auenterrasse

Die Ausdehnung der jüngsten Terrasse läßt sich auf weite Strecken durch eine 1-1,5 m hohe morphologische Kante von der Mittleren Auenterrasse abtrennen. Sie begleitet als schmales, meist weniger als 50 m breites Band den aktuellen Flußlauf. Zur jüngsten Terrasse gehört auch die Umlauffläche des großen Mäanders zwischen Kaldauen und Wolsdorf. Das Gefälle der Terrasse entspricht mit durchschnittlich 1,2 ‰ ungefähr dem der heutigen Sieg. Nur im Rückstaugebiet des Buisdorfer Wehres kommt es zu einer starken Reduzierung auf 0,2 bis 0,3 ‰. Die Körnung der sehr feingeschichteten, durchschnittlich 1 m mächtigen Auenlehmsedimente der Unteren Auenterrasse variiert zwischen kiesigem Sand und schluffigem Lehm. Sie weisen oft hohe Humusgehalte auf.

3.3 Auenrinnen und Sedimente

Morphologisch stark ausgeprägte Rinnen und Geländekanten bilden die Grenzen aller oben beschriebenen Terrassen der Siegaue (Abb. 2 u. 3). Tiefgründige, sehr feinkörnige Auenrinnensedimente sind basal z.T. holz- und/oder pollenführend, sie können somit für absolute Datierungen (¹⁴C) und zur Rekonstruktion der Vegetation herangezogen werden. Allerdings lassen die hier

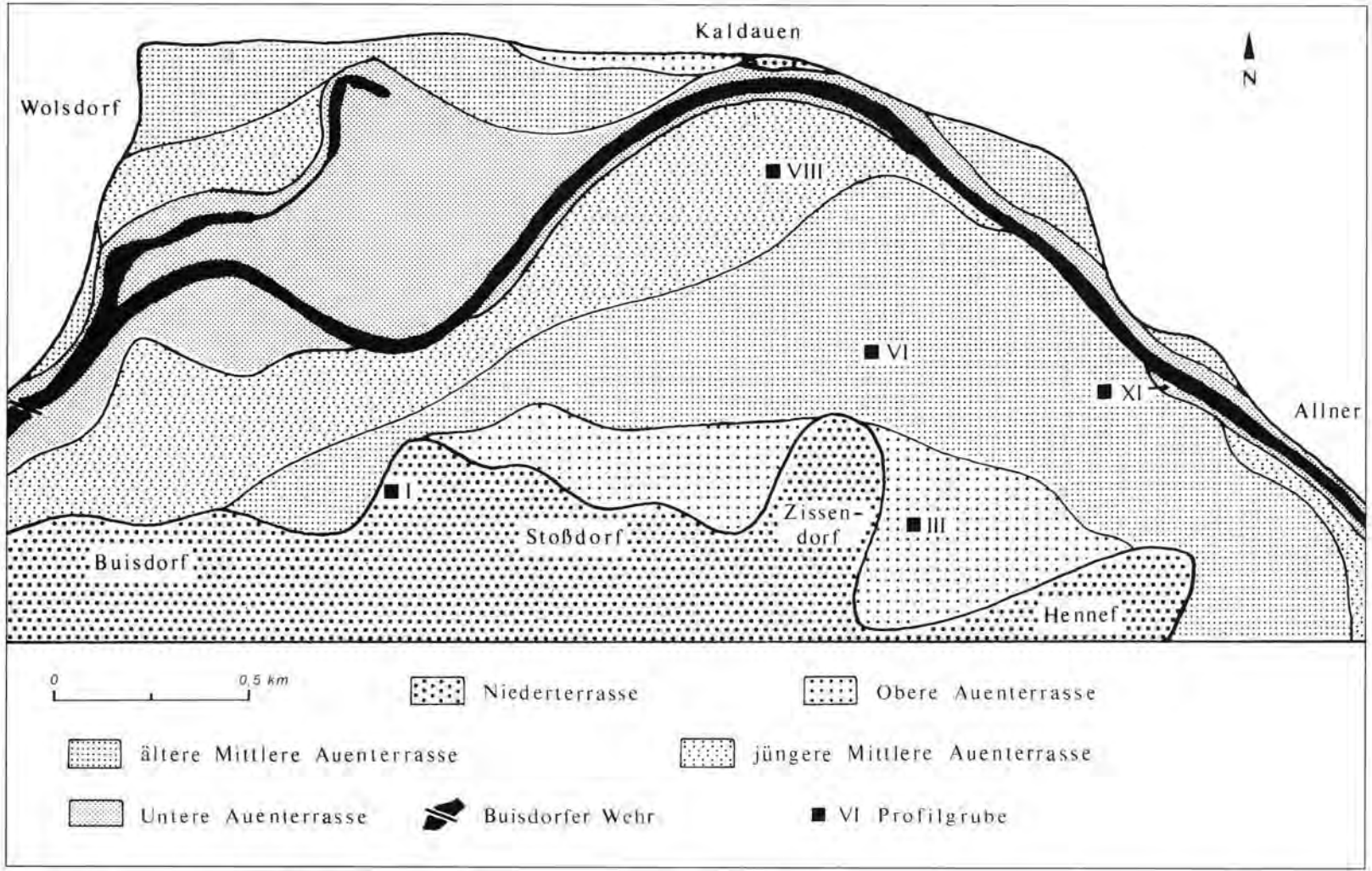


Abb. 2: Stratigraphische Gliederung der Sieg-Auenterrassen
 Fig. 2: Stratigraphic division of Sieg river alluvial terraces

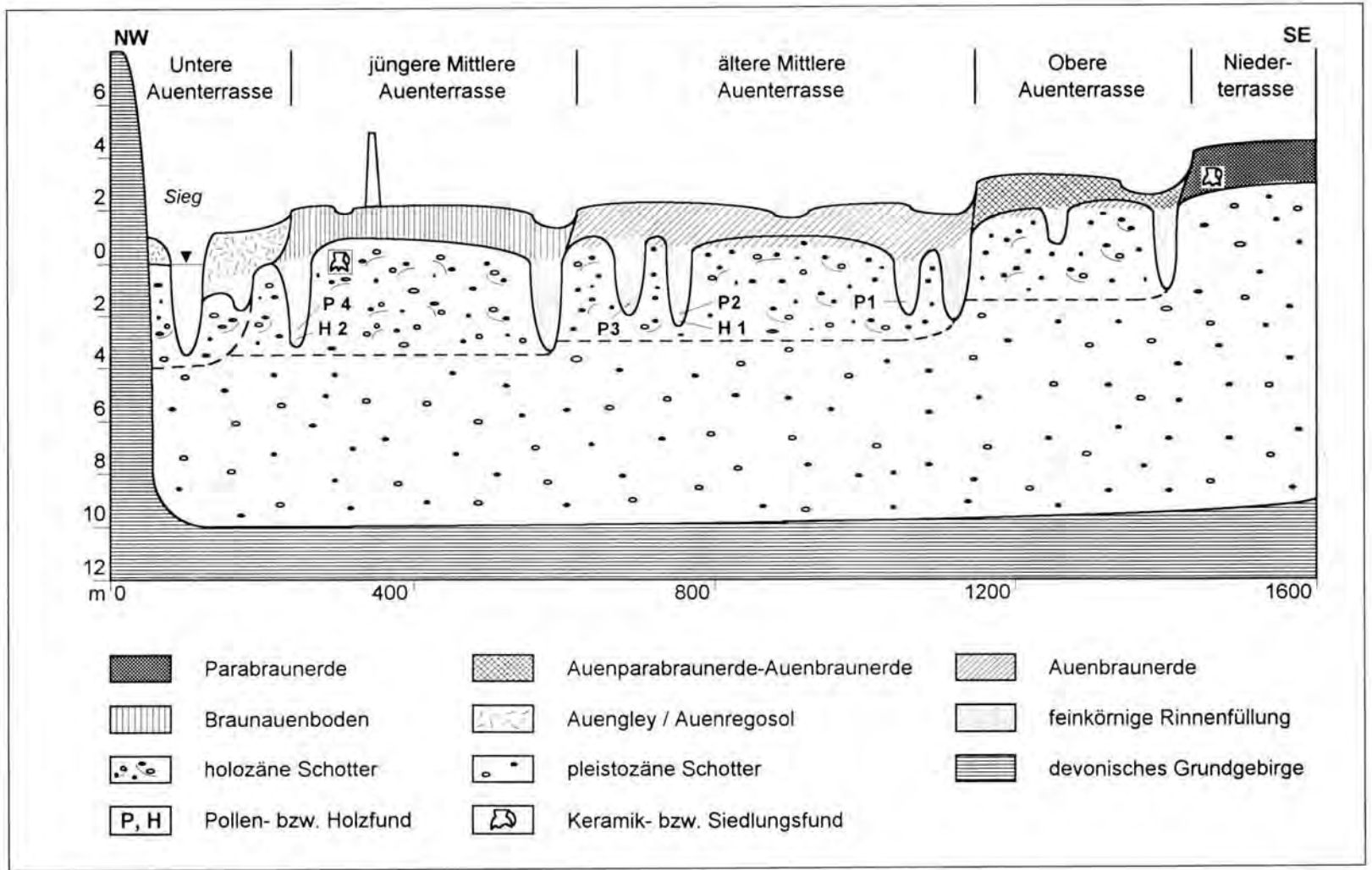


Abb. 3: Schematischer Querschnitt durch die Siegaue-Auenterrassen
 Fig. 3: Schematic cross-section of Siegaue alluvial terraces.

Tab. 1: Pollenanalyse von Rinnensedimenten der Siegaue
 Tab. 1: Pollen analysis of channel sediments of Sieg river floodplain

Pollenprobe Fundstelle ¹⁴ C-Alter der Holzproben	P 1	P 2 äMAT 2210 ± 70 BP	P 3	P 4 jMAT 800 ± 50 BP
	[in % der Gesamtpollensumme]			
Baumpollen	47	43	40	58
Nichtbaumpollen	53	57	60	42
Wald	[in % der Baumpollensumme]			
<i>Pinus</i>	2	0	3	5
<i>Picea</i>	0	0	0	0
Eichenmischwald: <i>Querc.</i> , <i>Tilia</i> , <i>Acer</i> , <i>Fraxin.</i> , <i>Ulm.</i>	30	20	30	17
<i>Fagus</i>	7	11	27	32
<i>Carpinus</i>	7	8	11	16
<i>Castanea</i>	0	0	0	1
<i>Alnus</i> *	65	121	256	158
Sonstige Gehölze <i>Salix</i> , <i>Betula</i> , <i>Corylus</i>	54	61	29	29
Wasserpflanzen	[in % der Nichtbaumpollensumme]			
<i>Potamogeton</i> , <i>Myriophyll.</i> , <i>Typha</i>	1	0	1	0
<i>Pediastrum</i>	0	1	0	0
Feuchtwiesen <i>Filipendula</i> , <i>Mentha</i> , <i>Lotus</i>	4	0	1	9
Gräser <i>Poaceae</i>	39	28	46	35
<i>Cereales</i>	12	5	7	13
Rudera <i>Artemisia</i> , <i>Chenopod.</i> , <i>Polygon.</i>	15	29	15	13
<i>Brassicaceae</i>	1	3	3	0
<i>Asteraceae</i>	9	22	11	7
Sonstige	19	12	16	23

* *Alnus* geht als lokaler, großer Pollenspender nicht in die Baumpollensumme ein, wird aber auf diese bezogen.

erhobenen Einzeldaten nur bedingt Aussagen über die Ablagerungszeit zu. Nach SCHIRMER (1983b) können einerseits die basalen Rinnenfüllungen so alt wie die Terrasse selbst sein. In diesem Fall stellen die Rinnensedimente einen „terminus ab quo“ für

die Terrasse dar. Andererseits werden Auenrinnen noch lange Zeit von Hochwässern benutzt. Dabei können ältere Sedimente ausgeräumt und die Rinnen neu verfüllt werden. Man erhält dann einen „terminus post quem“, der erheblich jünger sein

kann als die Anlage des Terrassenkörpers selbst. Dies muß im Untersuchungsgebiet mitberücksichtigt werden, da außergewöhnliche Hochwässer bis 1890 immer wieder die Niederterrassenkante erreicht haben (Archiv des Rhein-Sieg-Kreises 1976). Auf der Niederterrasse zeigen sich westlich von Stoßdorf wenige, breite (50-60 m) und flache (< 0,5 m) Rinnen, die keine Aussagen über den Gerinnetyp zulassen. Unterhalb von Stoßdorf wird die Obere Auenterrasse von einigen max. 30 cm tiefen und 30 bis 40 m breiten sekundären Auenrinnen durchzogen. Östlich von Zissendorf bildet eine ca. 50 m breite und bis zu 1 m tiefe Erosionsrinne einen nach NE geöffneten Halbkreis. Keine der erwähnten Rinnen ist holz- oder pollenführend, da ihnen in der Regel die Füllung mit feinkörnigem Sediment fehlt.

Das Relief der Mittleren Auenterrasse wird von zahlreichen flachgründigen Rinnen bestimmt, die sich mit zunehmender Nähe zur Sieg dem aktuellen Verlauf angleichen. Auffällig ist, daß trotz der deutlich im Gelände auskartierbaren Rinnen keine stärker gekrümmten Bögen oder längere Bogenstücke, die auf abgeschnittene Mäander hindeuten könnten, sichtbar sind. Vielmehr sind durch Hochwassereinwirkung und die damit einhergehende rückschreitende Erosion Mäanderreste und andere Hohlformen und Rinnen verbunden worden. Dies erklärt auch, warum die größeren, lang durchziehenden Rinnen fast ausnahmslos dem Hochwasserabfluß in E-W-Richtung, wie er vor dem Deichbau existierte, folgen. Schließlich bleibt zu berücksichtigen, daß sich die Sieg im Holozän zumindest zeitweise in einem Übergangsstadium zwischen verwildertem (braided river) und mäandrierendem Strom (Furkationstyp) befand, so daß verlandete bogenförmige Altarme nicht unbedingt zu erwarten sind. Selbst für die heutige Sieg zwischen Hennef und Siegburg besteht aufgrund des relativ großen Gefälles von durchschnittlich 1,2 ‰ bei erhöhtem Abfluß zumindest theoretisch die Möglichkeit, das Gerinnebettmuster in Richtung eines verzweigten Flußtyps zu verändern.

Die morphologisch gut sichtbaren Rinnen der Mittleren Auenterrasse sind oft nur geringmächtig mit umgelagertem Boden gefüllt (vgl. WARSTAF 1985), was auf sekundäre Auenrinnen hinweist. Durch die Aufschlüsse wurden jedoch einige verdeckte bis zu 4,5 m tiefe Rinnen angeschnitten, die basal mit blauschwarzem tonigem und holzführendem Sediment gefüllt sind. Die Ergebnisse der aus diesen Sedimenten gewonnenen zwei ¹⁴C- und 4 Pollenproben sind in Tab. 1 zusammengefaßt, die Fundstellen sind der Abb. 3 zu entnehmen.

Die hohe Anzahl an lokalem *Alnus* sowie das Vorhandensein von *Cereales* und inkoholter organischer Substanz in fast allen Fundstellen mögen davon

zeugen, daß z.Zt. ihrer Sedimentation die Siegaue teilweise unter Kultur stand. In den Proben 1-3, die alle den älteren Rinnen entnommen sind (wenn man von einer kontinuierlichen Flußverlagerung nach Norden ausgeht), überwiegen die Nichtbaumpollen neben z.T. hohen prozentualen Anteilen an *Alnus*, *Carpinus* und *Quercus*. Das Pollenspektrum deutet auf eine vorwiegend offene Vegetation mit Erlen-Bruchwald-Beständen an den Wasserläufen und vereinzelt Eichenmischhainen zwischen den Wirtschaftsflächen. Die Holzprobe 1, die aus demselben basalen Rinnensediment aus 3,5 m Tiefe gezogen wurde wie die Pollenprobe 2, weist ein ¹⁴C-Alter von 2210 ± 70 BP (HAM 3307) auf. Zu diesem Zeitpunkt muß die Sedimentation großer Auenlehmbereiche der südlichen Mittleren Auenterrasse weitgehend abgeschlossen gewesen sein. Die Vegetation und das ¹⁴C-Alter entspricht somit der für die westliche Niederrheinische Bucht festgestellten „*Quercus*-NBP-Zone“ nach KALIS & MEURERS-BALKE (1994), die diese in eine Zeit um 2700-1700 BP stellen. Ihre archäobotanischen Befunde zeigen nicht nur eine starke Entwaldung, sondern belegen für die späte Eisenzeit (ab 250 v. Chr.) eine zunehmende Intensivierung der Landwirtschaft.

In der Probe 4 aus einer jüngeren Rinne der Mittleren Auenterrasse überwiegen hingegen die Baumpollenkörner mit erhöhten Werten an nicht lokalem *Pinus*. Erstmals tritt hier auch die mit den Römern eingewanderte *Castanea* auf. Dieses Pollenspektrum weist auf die im Spätmittelalter verbreiteten Flurwüstungen hin. Die zweite Holzprobe besitzt ein ¹⁴C-Alter von 800 ± 50 BP (HAM 3308) und kündigt somit für die Auenlehme der nördlichen Mittleren Auenterrasse eine mittelalterliche Entstehung an. Die am Rand zur Unteren Auenterrasse gelegene Auenrinne ist aber z.T. mit Schottern überlagert. Im Aufschluß war neben dieser Rinne eine Kiesbank angeschnitten, in der in 2 m Tiefe unter Geländeoberkante eine Scherbe aus dem 15. Jahrhundert gefunden wurde. Unmittelbar neben der Holzprobe in sandig-kiesiger Lage erfolgte ein weiterer Keramikfund ebenfalls aus dem 15. Jahrhundert. Vermutlich hat die Sieg bei ihrer Laufverlegung nach Norden immer wieder größere Kiesbänke aufgeschüttet, wobei südlich gelegene Altarme z.T. nachträglich überdeckt wurden. Die Sedimentation dieser Auenterrasse war daher erst in der frühen Neuzeit abgeschlossen.

Auf der Unteren Auenterrasse sind noch drei Auenrinnen erhalten, die die sinoidale Bewegung des großen, teilweise verlandeten Mäanders zwischen Kaldauen und Wolsdorf dokumentieren. Die sehr große Amplitude des Mäanderbogens steht im Zusammenhang mit dem Buisdorfer Wehr, das einen 2 km langen Rückstau und damit eine starke

Verringerung des Gefälles verursachte. Das Siegwahr, das erstmals 1391 urkundlich erwähnt wird (WISPLINGHOFF 1964), liegt spätestens seit der Mitte des 18. Jahrhunderts an der heutigen Stelle.

4 Pedostratigraphie und Bodenentwicklungsstadien

Die Ergebnisse der geomorphologisch-sedimentologischen Untersuchungen zur holozänen Talgeschichte der Sieg können durch die Kenntnis der Auenbodenentwicklung überprüft und ergänzt werden. Da die Ausprägung pedogenetischer Merkmale auch von der Dauer der Bodenbildung abhängt, müßten unterschiedlich alte Terrassen demnach

charakteristische Böden tragen; eine Abfolge von Reihenterrassen würde dann eine Chronosequenz oder Bodenzeitreihe enthalten (vgl. D. SCHRÖDER 1979). Die Tatsache, daß sich in gleichartigen Flußsedimenten unterschiedliche Bodentypen entwickelt haben, ermöglicht eine relative Alterseinstufung der Auenterrassen.

4.1 Bodenchronosequenz

In der Auenlehmedecke der weichselzeitlichen Niederterrasse, die nur in ihrem Randbereich untersucht worden ist, hat sich eine Parabraunerde entwickelt. Der Tonanreicherungshorizont (Bt) in Profil I enthält mit über 25 % die höchsten Tonge-

Tab. 2: Korngrößenverteilung, organische Substanz und pH-Wert der Auenböden

Tab. 2: Particle size distribution, organic matter and pH value of alluvial soils

Bodentyp	Horizont	Tiefe [cm]	S	U [%]	T	C _{org} [%]	pH [CaCl ₂]
Parabraunerde (Profil I)	Ap	0-33	25,5	54,9	19,6	1,1	6,9
	Bt	33-42	33,0	41,4	25,6	0,4	6,8
	Bv	42-71	38,3	43,9	17,8	0,2	6,8
	IIBv	71-92	56,3	27,9	15,8	0,2	6,6
	IIIBv	92-102	67,7	20,0	12,3	0,2	6,8
	IVSBv	102-109	31,6	51,6	16,8	0,2	6,6
Auenparabraunerde	Ap	0-33	16,6	65,3	18,1	0,9	6,6
Auenbraunerde (Profil III)	AIBv	33-45	15,4	64,6	20,0	0,5	6,4
	Btv	45-65	17,6	58,2	24,2	0,4	6,1
	IIBv	65-75	33,5	44,4	22,1	0,4	6,3
	IIIBv	75-95	41,6	38,0	20,4	0,4	6,3
Typ. Auenbraunerde (Profil VI)	Ap	0-34	22,7	61,0	16,3	0,8	6,0
	Bv	34-60	24,9	55,7	19,4	0,4	5,7
	aM	60-75	39,3	44,4	16,3	0,4	5,9
Braunauenboden (Profil VIII)	Ap	0-32	36,6	51,0	12,4	0,9	5,2
	aMBv	32-65	34,4	54,2	11,4	0,4	5,4
	aM	65-89	42,3	47,3	10,4	0,4	5,3
Auengley - Auenregosol (Profil XI)	Ah	0-15	28,1	52,4	19,5	3,0	5,5
	aMAh	15-25	41,6	44,0	14,4	1,8	5,5
	aM	25-50	61,9	29,3	8,8	0,5	5,6
	aMGo	50-80	70,0	22,9	7,1	0,2	5,6

halte aller untersuchten Horizonte (Tab. 2). Der Lessivierungshorizont (Al) des unmittelbar am Niederterrassenrand entwickelten Bodens ist bereits durch Erosion abgetragen worden und daher nicht mehr nachweisbar. Im Profil wurde unterhalb der nach unten gröber werdenden Sande ein 7 cm mächtiger, stark hydromorpher Horizont (IVSBv) mit feinerer Bodenart festgestellt. Der diskordant darüberliegende sandige, dunkel erscheinende IIIBv-Horizont enthält möglicherweise Reste eines begrabenen Oberbodens an der Basis der neuen Hochflutsedimentation. Ein hier zu erwartender Anstieg der organischen Substanz im Profil wird durch die

erwähnte Holzkohle überlagert. Vermutlich stellt die beschriebene Diskordanz die Grenze zwischen altholozänem und mittel-/jungholozänem Auenlehm dar. Die Bodenentwicklung der Oberen Auenterrasse ist bis zu einer Auenparabraunerde-Auenbraunerde fortgeschritten. In Profil III ist der Tongehaltsunterschied zwischen dem Al- und dem Bt-Horizont mit 4,2 % nur schwach ausgebildet, was als beginnende Lessivierung gedeutet werden kann (Tab. 2). Deshalb wurden die entsprechenden Horizonte als AlBv bzw. Btv angesprochen. Das Vertikalprofil ist durch eine ausgeprägte, nach oben feiner werden-

Tab. 3: Eisengehalte und Kationenaustauschkapazität der Auenböden

Tab. 3: Iron content and cation exchange capacity of alluvial soils

Bodentyp	Horizont	Tiefe [cm]	Fe _d [g/kg]	Fe _t [g/kg]	Fe _d /Fe _t	KAK [mmol _c / 100g Ton]
Parabraunerde (Profil I)	Ap	0-33	17,39	33,57	0,52	39,89
	Bt	33-42	20,34	39,72	0,51	35,02
	Bv	42-71	19,21	40,81	0,47	44,65
	IIIBv	71-92	21,40	47,83	0,45	43,91
	IIIIBv	92-102	23,63	52,58	0,45	45,06
	IVSBv	102-109	18,25	39,60	0,46	49,23
Auenparabraunerde- Auenbraunerde (Profil III)	Ap	0-33	15,46	31,89	0,48	35,03
	AlBv	33-45	16,82	32,25	0,52	33,72
	Btv	45-65	21,72	40,03	0,54	31,76
	IIIBv	65-75	22,58	42,11	0,54	34,14
	IIIIBv	75-95	21,81	42,79	0,51	34,51
Typ. Auenbraunerde (Profil VI)	Ap	0-34	16,66	29,84	0,56	29,61
	Bv	34-60	20,08	36,87	0,54	27,54
	aM	60-75	19,82	37,49	0,53	29,67
Braunauenboden (Profil VIII)	Ap	0-32	15,77	30,03	0,53	24,96
	aMBv	32-65	15,22	25,32	0,60	29,19
	aM	65-89	14,54	24,95	0,58	28,45
Auengley - Auenregosol (Profil XI)	Ah	0-15	28,06	44,10	0,64	2,21
	aMAh	15-25	25,56	42,71	0,60	8,88
	aM	25-50	15,29	27,67	0,55	29,88
	aMGo	50-80	16,22	36,50	0,44	34,93

de Textur von sandigem Lehm bis tonigem Schluff gekennzeichnet und spiegelt damit eine kontinuierliche Sedimentation durch Überflutung auf dem Gleithang wider.

Die Mittlere Auenterrasse kann pedologisch deutlich in eine ältere Einheit, die als maximale Bodenentwicklung eine typische Auenbraunerde trägt, und eine jüngere Einheit mit Braunauenböden gegliedert werden. In dem zur älteren Mittleren Auenterrasse gehörenden Profil VI ist der schluffig-lehmige Verwitterungshorizont (Bv) der Auenbraunerde mit einer kräftigen rötlich-braunen (7,5 YR) Färbung deutlicher ausgebildet als beim Braunauenboden (Profil VIII) der jüngeren Mittleren Auenterrasse, wo die Bodenentwicklung nur bis zur Bildung eines aMBv-Horizontes (10 YR) fortgeschritten ist. Zudem ist die Bodenart in Profil VIII sandiger, was die geringere Farbtiefe verursacht. Die pedologische Zweiteilung der Mittleren Auenterrasse stimmt somit gut mit den Ergebnissen der Holz- und Pollenanalyse überein.

Die Böden der Unteren Auenterrasse sind durch ihre Nähe zum Fluß und ihre geringe relative Höhe stark hochwassergefährdet und den Schwankungen des Siegrundwassers ausgesetzt. Entsprechend haben sich die Böden kaum entwickelt. Bei Profil XI handelt es sich um einen Auengley-Auenregosol mit stark humosem Oberboden (zwischen 3,0 % C_{org} im Ah- und 1,8 % im aMAH-Horizont, Tab. 2), der in mehrere schwächer humose M-Horizonte mit ausgeprägter Feinschichtung übergeht. Der relativ hohe Humusgehalt dieses Bodens erklärt sich aus der regelmäßigen Zufuhr organischen Materials durch Hochwässer.

4.2 Pedogene Merkmale und relatives Bodenalter

Anhand der Ausprägung pedogener Merkmale kann die Übereinstimmung zwischen bodengenesischem Entwicklungszustand und bodenstratigraphischer Stellung überprüft werden. Als gut geeignet für die Differenzierung von Auenböden unterschiedlichen Entwicklungsgrades erweisen sich nach D. SCHRÖDER (1979: 190) neben Bodenfarbe und -gefüge besonders der Carbonat- und Kohlenstoffgehalt, der V-Wert, die auf Ton bezogene Kationenaustauschkapazität (KAK) sowie die Gesamtgehalte von Ca, Mg, K, Fe und Mn, welche mit höherem Bodenalter abnehmen. Die der Verbraunung zugrundeliegende Freisetzung zweiwertigen Eisens aus Fe-haltigen Silikaten ist analytisch insbesondere durch die pedogenen Anteile an der Gesamtfraktion nachzuweisen. Der Fe_d/Fe_t -Quotient steigt daher mit zunehmender Verwitterung und steigendem Alter der Böden an. Während die Werte für Fe_t und KAK/100 g Ton kontinuierlich von der Parabraunerde zum Au-

engley-Auenregosol abnehmen und somit die Ergebnisse von D. SCHRÖDER bestätigen, zeigen die pedogenen Oxidanteile an der Gesamtfraktion einen umgekehrten Trend (Tab. 3). Die Vorstellung, daß der Anteil der pedogenen bzw. dithionitlöslichen Eisenverbindungen am Gesamtgehalt in den weniger entwickelten, jüngeren Auenböden geringer ist als in älteren, kann hier nicht bestätigt werden. Die bodenstratigraphische Stellung der untersuchten Auenböden wird dadurch aber nicht in Frage gestellt. Vielmehr ist anzunehmen, daß die Waldrodung im Liefergebiet infolge Erzabbau spätestens seit der Eisenzeit (WINGEN 1982) Bodenerosion ermöglichte und somit vermehrt vorverwittertes Soliummaterial in den Auen abgelagert wurde. Diese Erklärung führen auch SCHIRMER & SCHNITZLER (1980) an, die für die Auenböden am Main ab der Zeitenwende ebenfalls wesentlich höhere Fe_d -Anteile am Gesamteisen angeben. Allerdings stellen auch sie einen abnehmenden Trend bis zur Gegenwart fest. Offenbar führen an der Sieg gerade die eisenhaltigen Sedimente aus dem Erzabbau zu den ansteigenden und insgesamt höheren Fe_d -gehalten. Der relativ hohe, durchschnittliche Fe_d/Fe_t -Quotient von über 0,51 in allen Auenböden entspricht nach D. SCHRÖDER (1979: 176) den Werten von Braunerden und Parabraunerden. Daraus geht hervor, daß das kalkfreie Ausgangsmaterial aus dem Liefergebiet schon eine Eisenmobilisierung erfahren hatte, die sich dann im Verlauf der einsetzenden Bodenbildung in der Aue weiter fortsetzen konnte.

Der trotz des relativ geringen Bodenalters fortgeschrittene Entwicklungszustand der Siegauenböden - bis hin zur Ausprägung von Lessivierungsmerkmalen (Profil III) - spricht für die anthropogen beeinflusste, hohe Zufuhr an kalkfreiem, vorverwittertem Bodenmaterial im Jungholozän.

4.3 Klassifizierung der Auenböden

Die untersuchten Böden wurden nach der „Systematik der Böden der Bundesrepublik Deutschland“ (Arbeitskreis für Bodensystematik der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft 1985) in der Abteilung: Semiterrestrische Böden der Klasse der Auenböden (autochthone und allochthone Bildungen) zugeordnet, die von starken Grundwasserschwankungen und periodischen Überflutungen des Flusses gekennzeichnet sind. Die uferfernen und eingedeichten, aber im rezenten Hochwasserbett liegenden Alluvialböden zeigen z.T. keine Grundwasserbeeinflussung mehr, so daß diese Böden u. U. nunmehr eine terrestrische Entwicklung durchlaufen werden. Eine strenge Unterscheidung zwischen autochthoner und allochthoner Entstehung

läßt sich bei den Siegaueböden wie auch bei den alluvialen Rheinböden (D. SCHRÖDER 1979, BRAUN 1991) anhand pedogener Merkmale kaum noch vornehmen. Gegen den Terminus „allochthoner Auenböden“ spricht auch das Verständnis vom Boden als Verwitterungsprodukt in situ (vgl. SCHIRMER 1991b).

Entsprechend der bundesdeutschen Klassifikation, in der dem Namen des terrestrischen Bodentyps das Präfix „Auen“ vorangestellt wird, wurden die Auenböden der Sieg somit als Auenparabraunerde-Auenbraunerde (Profil III), Typische Auenbraunerde (Profil VI), Braunauenböden (Profil VIII) und Auengley-Auengosol (Profil XI) angesprochen. Damit wird auch dem Vorschlag SCHIRMERS (1991b) gefolgt, der keine Unterscheidung zwischen autochthonen und allochthonen Bodenbildungen vorsieht.

5 Landnutzungsgeschichte und Auengenes

Die Entwicklung von Auen steht seit dem Neolithikum im Zusammenhang mit der Landnutzungs- und Besiedlungsgeschichte von Flußstälen. Archäologische Funde können diese Entwicklung belegen und stellen eine weitere Möglichkeit zur stratigraphischen Einordnung von Auenterrassen und ihren Böden dar.

Zahlreiche Fundstellen aus der Alt- und Jungsteinzeit liegen in unmittelbarer Nähe des Untersuchungsgebietes. Von besonderer Wichtigkeit für die zeitliche Einstufung der Hochflutlehme am Rande der weichselzeitlichen Niederterrasse ist die erwähnte Fundstelle der jungneolithisch/bronzezeitlichen Siedlungsstätte in Niederpleis. Die Mächtigkeit des Hochflutlehms, der auch die vorgeschichtliche Fundstelle nachträglich überdeckt hat, sowie die Erosionsdiskordanz in Profil I deuten auf eine Ablagerungszeit hin, die jünger sein muß als das Alter der Siedlungsstätte. Für die Auenlehmedecke auf der Niederterrasse, in der sich eine Parabraunerde entwickelt hat, ist aber aufgrund ihrer geomorphologischen Position ein höheres Alter zu veranschlagen als für die Ablagerungen in der Siegaue. Die im Auenlehm fein verteilte Holzkohle könnte auf bronzezeitliche Anfänge des Erzabbaus im Siegerland hindeuten, der nach WINGEN (1982) ab der Frühlatènezeit anhand von Holzkohle-Windöfen nachweisbar ist.

In der älteren Eisenzeit setzte eine stärkere Besiedlung des Untersuchungsraumes ein, die durch intensiven Ackerbau geprägt war. Der Raum Niederpleis-Buisdorf-Hennef/Geistingen entwickelte sich sogar zu einem Zentrum der mittelrheinischen Hallstattkultur (FISCHER 1974). In dieser Zeit sind die Hochflutsedimente der Oberen Auenterrasse, auf der archäologische Funde fehlen, möglicher-

weise abgelagert worden. Die Auenparabraunerde-Auenbraunerde dieser ältesten Auenterrasse zeigt zudem noch deutliche Merkmale der Tonverlagerung. Auf bergbaulichen Einfluß weisen wiederum die zahlreichen Holzkohlestückchen hin. Die starke Bevölkerungszunahme in der Zeit zwischen 1000 bis 400 v. Chr. und die zunehmende Verwendung von Metallen führten zur Erschließung von Gebieten, die vorher nur dünn oder überhaupt nicht besiedelt waren. Im Siegerland boten sich aufgrund der zahlreichen, z.T. an der Erdoberfläche austreichenden Erzgänge aus Siderit und Brauneisenstein ideale Voraussetzungen für den sich nun auf dem Höhepunkt befindlichen eisenzeitlichen Erzabbau, der intensive Waldrodungen für die Verhüttung nach sich zog. Dadurch gelangte vermehrt lithogenes und pedogenes Material in die Siegaue, so daß die Typische Auenbraunerde der älteren Mittleren Auenterrasse eine kräftige, hellbraune Färbung aufweist. Anhand der pedologischen Kriterien und des auf 2210 ± 70 BP datierten Holzfundes muß geschlossen werden, daß der Hochflutlehm dieser Auenterrasse seit der Latènezeit abgelagert wurde.

Da das Abholzen der Wälder im Einzugsgebiet zur Energiegewinnung allerdings in uneingeschränkter Weise erfolgte, führte der Raubbau an der Natur zur „ersten Siegerländer Energiekrise“ (WINGEN 1982). Sie dürfte ein wichtiger Grund für das Ende der Eisenverhüttung in der Spätlatènezeit gewesen sein. Während der Römischen Kaiserzeit kam es aufgrund der Nachbarschaft zu den Zentren Bonn und Köln zu einem Rückgang der Besiedlungsdichte im Siegerland, der bis zum 9. Jahrhundert andauerte. Möglicherweise besteht zwischen der älteren und jüngeren Mittleren Auenterrasse ein zeitlicher Hiatus, der durch die Wiederbewaldung des Einzugsgebietes während des 1. bis 9. Jahrhunderts und den Rückgang der Erosion hervorgerufen wurde.

Die wiederbewaldeten Gebiete wurden im Zuge der fränkischen Binnenkolonisation ab dem 9. Jahrhundert erneut gerodet. Unter dem Einfluß dieses Siedlungsausbaus - Siegen wird 1079 erstmals urkundlich erwähnt - setzte die Eisenverhüttung im Siegerland während des 10. bis 13. Jahrhunderts wieder ein (WINGEN 1982). Im Hoch- und Spätmittelalter wurden Phasen verstärkter Rodungsaktivität immer wieder durch Wanderbewegungen und Seuchen unterbrochen, die zeitweise zur Entvölkerung ganzer Landstriche führten. Die Verbuschung aufgegebener Ackerflächen in der Siegaue kann anhand der Pollenanalyse aufgezeigt werden. Das auf 800 ± 50 BP datierte Holzstück, der wieder einsetzende Bergbau sowie die Pollen- und Keramikfunde deuten daher für den Braunauenböden der jüngeren Mittleren Au-

enterrasse eine mittelalterliche bis frühneuzeitliche Entstehung an.

Die Verlagerung der Sieg auf der Unteren Auenterrasse ist anhand genauer Preußischer Urkatasterpläne (Katasteramt Siegburg 1826/1827) gut rekonstruierbar. Während sie offenbar ihren geraden Lauf zwischen Allner und Kaldauen seit mehreren Jahrhunderten nur wenig geändert hat, erlangte der Mäanderbogen zwischen Kaldauen und Wolsdorf in weniger als 30 Jahren am Ende des 18. Jahrhunderts seine aktuelle Größe. Somit ist die Untere Auenterrasse mit dem auf ihr entwickelten Auenregol/Auenregosol nicht älter als 200 Jahre. Der Abbau von Buntmetallen im Siegerland erlebte nach RÖHRIG (1992) mit der Schürfung von Bleiglanz, Kobaltblüte, Kupferkies und Zinkblende noch vor hundert Jahren eine Blütezeit. Die letzte Grube wurde erst 1966 stillgelegt. Der starke Einfluß des Bergbaus auf die Auengenese seit der Eisenzeit zeigt sich auch am Gesamtgehalt von Blei, Kobalt, Kupfer und Zink, der in jedem Horizont aller untersuchten Auenböden den von KLOKE (1985) angegebenen geogenen Grundgehalt an Schwermetallen von Böden übersteigt (hier nicht dargestellt). Die höchsten Werte wurden dabei im Oberboden des Auengleys gemessen, der als einziger Auenboden seit dem Bau des Schutzdeiches (Archiv des Rhein-Sieg-Kreises 1976) periodisch überflutet wird.

6 Schlußfolgerung

In der Siegaue bei Hennef entstand eine viergliedrige Terrassenabfolge mit einer Bodenchronosequenz jungholozänen Alters. Anhand der vorgestellten Ergebnisse geomorphologisch-sedimentologischer sowie bodenkundlicher Untersuchungen kann die Bildung der Auensedimente auf den Siegterrassen bestimmten Phasen erhöhter Bergbautätigkeit im Einzugsgebiet zugeordnet werden. Die Ab- bzw. Umlagerung der Siegschotter mag zwar einem übergeordneten klimatischen Impuls folgen (SCHIRMER 1983a); die Sedimentation der Auenlehme wird aber bereits seit der Bronze/Eisenzeit verstärkt vom Menschen beeinflusst.

7 Danksagung

Wir danken der Deutschen Forschungsgemeinschaft, die im Rahmen des Sonderforschungsbereiches 350 „Wechselwirkungen kontinentaler Stoffsysteme und ihre Modellierung“ das Teilprojekt B3-1 „Transport und Sedimentation/Umlagerung von Feststoffen sowie Reliefbildung auf flußnahen Auenböden der Sieg“ gefördert hat. Unser Dank gilt auch Herrn Prof. Dr. W. Schirmer, Abt. Geologie

des Geographischen Instituts der Universität Düsseldorf, für eine gemeinsame Geländebegehung am 24. Februar 1992 und Frau Dr. U. Leßmann-Schoch, Institut für Bodenkunde der Universität Bonn, für die Hilfestellung bei der Pollenanalyse. Die Radiocarbonatierungen übernahm dankenswerterweise Herr Dr. P. Becker-Heichmann, Institut für Bodenkunde der Universität Hamburg.

8 Schriftenverzeichnis

- Arbeitskreis für Bodensystematik der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft (Hrsg.) (1985): Systematik der Böden der Bundesrepublik Deutschland. – Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch., **44**: 91 S.; Göttingen (Deutsche Bodenkundliche Gesellschaft).
- Archiv des Rhein-Sieg-Kreises (1976): Akten des Landratsamtes Siegburg von 1891-1934. – Quellen zur Geschichte des Rhein-Sieg-Kreises, **3**: 266-267, Akten-Nr. 1978, 2331, 2495, 2637; Siegburg (Respublica).
- BEHL, T. & KRÄMER, R. (1992): Die hydrologischen Verhältnisse im Einzugsgebiet der geplanten Grundwassergewinnungsanlage im Hennefer Siegbogen. – II + 15 S., 6 Abb., 7 Tab., 7 Krt.; Siegburg (Wahnbauchtal-sperrenverband).
- BRAUN, P. (1991): Gefügeverfestigung in Auenböden des Mittelrheins. – Bonner Bodenkundl. Abh., **3**: 354 S., 204 Abb., 60 Tab.; Bonn (Selbstverlag).
- BRUNNÄCKER, K. (1978): Der Niederrhein im Holozän. – Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., **28**: 399-440, 14 Abb., 4 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- BUCH, M. W. (1988): Spätpleistozäne und holozäne fluviale Geomorphodynamik im Donautal zwischen Regensburg und Straubing. – Regensburger Geogr. Schr., **21** (I + II): 197 S., 55 Abb., 14 Fotos, 14 Krt., 6 Tab.; Regensburg (Selbstverlag).
- DALCHOW, C. (1989): Vorlesungsauswertungen Heinrich Rohdenburg: Geoökologie - Geomorphologie. – 201 S., 106 Fig., 8 Tab.; Cremlingen-Destedt (Catena-Verlag).
- FISCHER, H. (1974): Die frühe Besiedlung des Geistingen-Hennefer Raumes. – Beitr. z. Gesch. d. Gemeinde Hennef-Sieg, **5**: 9-23, 7 Abb.; Hennef.
- GRAMSCH, H.-J. (1978): Die Entwicklung des Siegtales im jüngsten Tertiär und im Quartär. – Bochumer Geogr. Arb., **31**: 188 S., 35 Abb., 30 Tab.; Paderborn (Schöningh).
- HILLER, A., LITT, T. & EISSMANN, L. (1991): Zur Entwicklung der jungquartären Tieflandtäler im Saale-Elbe-Raum unter besonderer Berücksichtigung von C¹⁴-Daten. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **41**: 26-46, 12 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- KALIS, A. J. & MEURERS-BALKE, J. (1994): Die Vegetationsgeschichte. – In: BRUNOTTE, E., IMMENDORF, R. & SCHLIMM, R. (Hrsg.): Die Naturlandschaft und ihre Umgestaltung durch den Menschen, Kölner Geogr. Arb., **63**, S. 14-22, 2 Abb., 1 Tab.; Köln (Selbstverlag).
- Katasteramt Siegburg (1826/1827): Preußische Urkatasterkarten 1:1250 u. 1:1500; 1863 korrigiert, Regierungsbezirk Köln, Rhein-Sieg-Kreis, Gemeinden Buisdorf, Geistingen, Altenbödingen, Striefen und Lauthausen; Siegburg (Bauamt Allner).
- KLOKE, A. (1985): Richt- und Grenzwerte zum Schutz des Bodens vor Überlastungen mit Schwermetallen. – Forschungen zur Raumentwicklung, **14**: 13-24, 4 Abb., 7 Tab.; Bonn.

- KLOSTERMANN, J. (1992): Das Quartär der Niederrheinischen Bucht. Ablagerungen der letzten Eiszeit am Niederrhein. - 200 S., 30 Abb., 8 Tab., 2 Taf.; Krefeld (Geol. Landesamt NRW).
- KNUTH, H. (1923): Die Terrassen der Sieg von Siegen bis zur Mündung. - Beitr. zur Landeskunde der Rheinlande, **4**: 112 S., 2 Abb., 5 Tab.; Leipzig (Akademische Verlagsgesellschaft).
- KREMER, B. P. & CASPERS, N. (1986): Die Siegniederung. - Rheinische Landschaften, **27**: 35 S., 43 Abb.; Neuss (Neusser Druckerei und Verlag).
- MARSCHALL, A., NARR, K. J. & v. USLAR, R. (1954): Die vor- und frühgeschichtliche Besiedlung des Bergischen Landes. - Zeitschr. d. Berg. Geschichtsvereins, **73**: 272 S., 150 Abb., 3 Beil.; Neustadt an der Aisch (Ph. C. W. Schmidt).
- RÖHRIG, H. (1992): Der kurze Goldrausch. Auf den Spuren des Bergbaus an der Sieg. - Rhein-Sieg-Anzeiger, Sonderdruck: 11 S., 19 Abb.; Köln (M. DuMont Schauberg).
- SCHIRMER, W. (1983a): Die Talentwicklung an Main und Regnitz seit dem Hochwürm. - Geol. Jb., A **71**: 11-43, 9 Abb.; Hannover.
- (1983b): Symposium „Franken“: Ergebnisse zur holozänen Talentwicklung und Ausblick. - Geol. Jb., A **71**: 355-370, 2 Abb.; Hannover.
- (1991a): Bodensequenz der Auenterrassen des Maintals. - Bayreuther Bodenkundl. Ber., **17** (Supplementband NO-Bayern): 153-186, 9 Abb.; Bayreuth.
- (1991b): Zur Nomenklatur der Auenböden mitteleuropäischer Flußauen. - Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch., **66**: 839-842, 1 Abb.; Oldenburg.
- & SCHNITZLER, J. (1980): Eisengehalte der Auenböden am Main. - In: SCHIRMER, W. (Hrsg.): Exkursionsführer zum Symposium Franken. Holozäne Talentwicklung - Methoden und Ergebnisse, S. 66-69, 2 Abb.; Düsseldorf (Internationale Union für Quartärforschung).
- SCHRÖDER, D. (1979): Bodenentwicklung in spätpleistozänen und holozänen Hochflutlehmen des Niederrheines. - Habilitationsschrift Bonn: 296 S., 63 Abb., 14 Tab., 56 Tab.; Bonn.
- SCHRÖDER, E. (1965): Zur Talgeschichte der Unteren Sieg. - Decheniana, **118**: 41-45, 2 Abb.; Bonn.
- (1969): Alter und Entstehung der rechtsrheinischen Troglfläche zwischen Agger und Sieg. - Decheniana, **122**: 21-29, 3 Abb.; Bonn.
- THOSTE, V. (1974): Die Niederterrassen des Rheins vom Neuwieder Becken bis in die Niederrheinische Bucht. - Diss. Univ. Köln: 130 S., 31 Abb., 6 Tab.; Köln.
- UDLIFT, H. (1977): Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1:25 000. Erläuterungen zu Blatt 5209 Siegburg. - 2. Aufl., VI + 76 S., 2 Abb., 6 Tab., 1 Taf.; Krefeld (Geol. Landesamt NRW).
- WARSTAT, M. (1981): Erläuterungen zur Bodenkarte 1:5000, Verfahren: Hennef, Rhein-Sieg-Kreis. - 6 S., 8 Krt., 1 Leg.; Krefeld (Geol. Landesamt NRW).
- (1985): Erläuterungen zur Bodenkarte „Wiesengut“ im Maßstab 1:2000. - 8 S. + VII, 4 Abb., 1 Krt.; Krefeld (Geol. Landesamt NRW).
- WILDHAGEN, H. & MEYER, B. (1972): Holozäne Boden-Entwicklung, Sediment-Bildung und Geomorphogenese im Flußauen-Bereich des Göttinger Leinetal-Grabens. 2: Die Auenlehm-Decken des Subatlantikums. - Göttinger Bodenkundl. Ber., **21**: 77-158, 6 Abb., 9 Krt., 5 Tab.; Göttingen.
- WINGEN, H. (1982): Energie aus dem Hauberg. - 113 S., 46 Abb., 7 Tab.; Siegen (Höpner).
- WISPLINGHOFF, E. (1964): Urkunden und Quellen zur Geschichte der Stadt und Abtei Siegburg. - Bd. I: 587-588, Urkunde Nr. 549; Siegburg (Respublica).

Manuskript eingegangen am 11. 11. 1994

Die glazifluvialen Sedimente im unteren Günztal (Bayerisch Schwaben/Deutschland) nach morpho- und pedostratigraphischen Befunden sowie TL-Daten

STEFAN MIARA & KONRAD RÖGNER*

Pleistocene, Mindel, Riss, Glaciofluvial deposits, TL-dating, Aeolian cover sediment, Günz valley, Bayrisch Schwaben/Germany

Kurzfassung: Bisher wurden die glazifluvialen Schotter im unteren Günztal als eine einheitliche Akkumulation aufgefaßt. Deckschichten- und schotterstratigraphische Untersuchungen führten - in Verbindung mit TL-Datierungen - zu einer Differenzierung, die besagt, daß neben den Schottern der oberen Hochterrasse nun auch mindeleiszeitliche Sedimente nachgewiesen werden können. Hinweise auf letztere sind die im Vergleich zu den Hochterrassenschottern wesentlich höher liegenden Schotterbasiswerte. Zusätzlich kann die Schotterbasis des mindeleiszeitlichen Schotters mit derjenigen des Grönenbach-Schwaighausener Schotters (PENCK's mindeleiszeitlicher Schotter der „vier Felder um Memmingen“) im Süden der Iller-Lech-Platte verbunden werden.

Auch die pedostratigraphische Gliederung der jeweiligen Lößdeckschichten in Autenried und Günzburg weist auf ein unterschiedliches Alter der beiden Schotterkörper hin. Bei beiden glazifluvialen Sedimentkörpern handelt es sich nach den vorgestellten Ergebnissen nicht um Teilfelder (ein und derselben Vergletscherung), sondern um Hauptfelder verschieden alter „glazialer Serien“.

[The glaciofluvial sediments in the lower valley of the river "Günz" (Bavarian Swabia/Germany) as a result of morphostratigraphic and pedostratigraphic investigations and TL-Ages]

Abstract: Until now in the lower valley of the river "Günz" the glaciofluvial gravel deposits were interpreted as an accumulation of the same glaciation (Riss). But the result of the stratigraphic investigation of loess cover sediments and glaciofluvial gravel layers - in connection with TL (Thermoluminescence)-datings - show that a mindelian gravel body lies beside the gravel deposits of the rissian upper high-terrace. The comparison of both subfaces of the gravel layers demonstrate that the older mindelian gravel deposits can be found on a higher level.

Moreover, it is possible to connect the subface of the mindelian gravel with the subface of the "Grönenbach-Schwaighausener" gravel (it is the mindelian gravel of A. PENCK's classical subdivision of the Ice Age with four glaciations in the area of Memmingen) in the south of the "Iller-Lech"-region.

Furthermore, the stratigraphic division of the aeolian cover sediments at the localities of "Autenried" and "Günzburg" indicates the different ages of both gravel terraces (rissian and mindelian age).

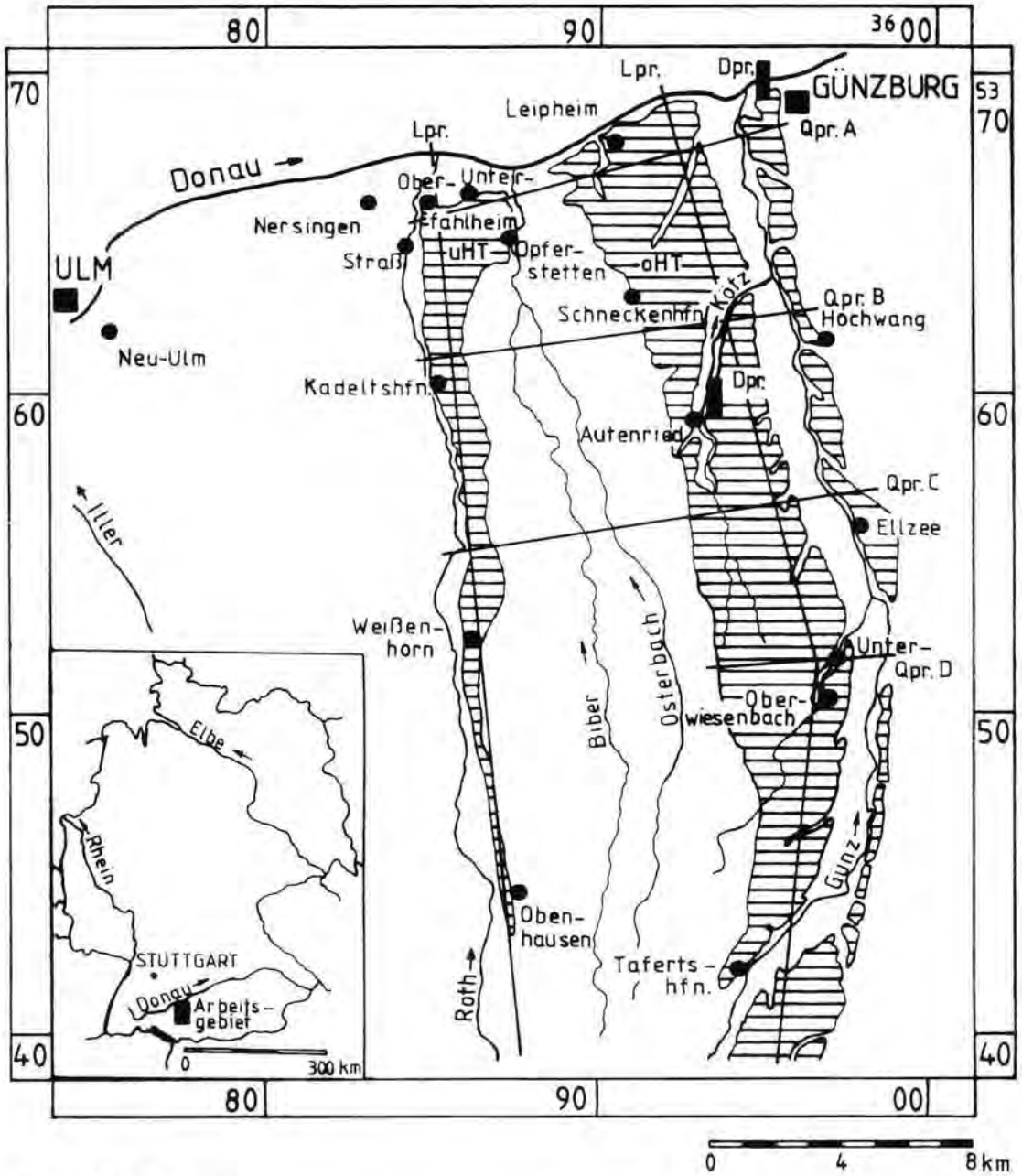
In that case the development of both gravel terraces do not belong to the same glaciation; they represent the main gravel deposits of two different glaciation periods.

1 Einleitung

Die oberen Hochterrassenschotter (oHT) im unteren Günztal (zwischen Günzburg und Tafertshofen, Abb. 1) waren in der Vergangenheit schon mehrmals Gegenstand verschiedener Untersuchungen. Ihre stratigraphische Einordnung weicht jedoch unvermeidbar voneinander ab. Denn sie werden einmal als Ablagerung der Rißzeit angesehen (PENCK & BRÜCKNER 1901-1909; EBERL 1930; SCHAEFER in GRAUL et al. 1951; GRAUL 1952, 1953; SINN 1972; JERZ & WAGNER 1978; HABBE & RÖGNER 1989b), während andererseits für ihre Entstehung Schmelzwässer der Mindeleiszeit verantwortlich sein sollen (LÖSCHER 1974, 1976; LÖSCHER et al. 1979). Für beide Ansichten gibt es gewichtige Argumente; schotterstratigraphische für die Rißzeit, deckschichtenstratigraphische für die Mindeleiszeit. Diese Diskrepanz war Ansatzpunkt der eigenen Studien. Sie beschränkten sich nicht nur auf das Ermitteln von Schotterbasiswerten (Schotterunterkanten nach LÖSCHER 1974: 67) und auf die daraus abgeleitete Rekonstruktion der fossilen Abfließbahnen, sondern sie schlossen auch eine flächendeckende Kartierung der Deckschichten ein. Als repräsentative Lokalitäten wurden die Deckschichtenprofile in Autenried und Günzburg für weitere Gelände- und Laboruntersuchungen ausgewählt.

Das Einmessen der Schichtgrenzen (Tertiär/Quartär = T/Q-Grenze) erfolgte mit einem barometrischen Höhenmesser der Firma Thommen (Typ 3B4) ausgehend von Höhenfixpunkten. Die Untersuchung der Bodenproben aus den Löß-Deckschichten wurde am Institut für Bodenkunde der Landes-, Lehr- und Versuchsanstalt für Landwirtschaft, Weinbau und Gartenbau in Trier von S. MIARA durchgeführt. Die Thermolumineszenz-Datierungen nahm Dr. ZÖL-

*) Anschriften der Verfasser: Prof. Dr. K. RÖGNER und Dipl.-Geogr. S. MIARA, Ludwig-Maximilians-Universität München, Institut für Geographie, Luisenstr. 37, 80333 München



LEGENDE

- Hochtterrassenschotter; RiB mit LÖB- u. LÖBLEHMüberdeckung (ca. 6 m) (nach JERZ et al. 1975)

Abb. 1: Übersichtskarte mit Lage der Längs-(Lpr.), Quer-(Qpr.) und Deckschichtenprofile (Dpr.); uHT = untere Hochterrasse, oHT = obere Hochterrasse

Fig. 1: Location map with the position of the longitudinal profiles (Lpr.), the cross profiles (Qpr.) and the profiles of the loess cover sediments (Dpr.); uHT = lower high terrace, oHT = upper high terrace.

LER (Max-Planck-Institut für Kernphysik in Heidelberg) vor.

2 Kurzer forschungsgeschichtlicher Überblick

Untersuchungen der Schotterfelder von Memmingen (= Vorfeld des pleistozänen Iller-Gletschers) veranlaßten A. PENCK eine Viergliederung des Eiszeitalters vorzunehmen. Jedes der dort treppenartig abgelagerten Schotterfelder (Memminger Feld, Hitzenhofener Feld, Grönenbacher Feld und Hochfeld als Hauptfelder) wurde jeweils einer eigenen Vereisung („Glaziale Serie“) zugeordnet (Würm, Riß, Mindel und Günz). Hochterrassen sind als Bildungen der Rißeiszeit aufzufassen. Ein Blick auf die grundlegenden PENCKschen Querprofile (PENCK & BRÜCKNER 1901-1909: Abb. 3 und 4) zeigt aber schon, daß es zwei verschieden hoch gelegene Hochterrassen gibt, deren „doppeltes“ Vorkommen mit einer Talverlegung begründet wurde (PENCK & BRÜCKNER 1901-09: 28-33, 55, 110). EBERL (1930: 108, 263, 266), der die Rißeiszeit in zwei Stadien (Riß I und II) aufgliederte, faßt die Günz-Hochterrasse ebenfalls rißeiszeitlich auf; sie sei eine Geröllschüttung ausgehend von den älteren R I-Moränen im Dietmannsrieder Zweigbecken.

Auch SCHAEFER (in GRAUL, SCHAEFER & WEIDENBACH 1951: 101-103) und GRAUL (1952: 143-144, 1953: 26-28) ließen am rißeiszeitlichen Alter der Hochterrasse im Günz (von SCHAEFER in GRAUL et al. [1951: 101] Hawangener Feld genannt) keinen Zweifel. Die Entwicklung der oberen Hochterrasse fällt dabei nach SCHAEFER in das Altriß (R I seiner dreigeteilten Rißeiszeit); GRAUL nimmt dagegen eine frühe Phase der Rißmaximalvergletscherung (Mittelriß) für deren Entstehung an (Riß-Gliederung nach GRAUL 1952, 1953: Jungriß - Mittelriß - Altriß).

Die nachfolgenden Untersuchungen in der Gegend um Memmingen (SINN 1972: 107, 110-113; JERZ & WAGNER 1978: 51, 54; HABBE & RÖGNER 1989b: 322) bestätigten das rißeiszeitliche Alter der Hochterrasse im Günz.

LÖSCHER faßte hingegen (seit 1974) die Günz-Hochterrasse als eine Ablagerung der Mindeleiszeit auf. Diese, durchaus nachzuvollziehende stratigraphische Einordnung stützte er auf folgende Untersuchungsergebnisse: Die Basis des Günz-Hochterrassenschotter läßt sich am Vorfluter Donau hypsométrisch mit der des mindeleiszeitlichen Kirchheim-Burgauer Schotter im Mindeltal vergleichen (LÖSCHER & LÉGER 1974: Abb. 3). Beide liegen etwa 15 m über dem Donautalboden. Die Basis des rißeiszeitlichen Sediments (Hochterrasse) im Mindeltal liegt dagegen um 10 m tiefer als die des sogenannten oberen Hochterrassenschotter im Günz (LÖSCHER & LÉGER 1974: 66). Wollte man die beiden Hochterrassen (sowohl die „tiefere“ im Mindeltal als auch die

„höhere“ im Günz) in die Rißeiszeit stellen, hätte dies nach LÖSCHER (1976: 100-101) einen sehr kurvenreichen und damit eher unwahrscheinlichen Verlauf der Donau in dieser Zeit zur Folge gehabt. Zusätzlich wurde das mindeleiszeitliche Alter der Hochterrassenschotter im Günz dadurch bekräftigt, daß dieser von derselben Fazies aufgebaut wird wie der Kirchheim-Burgauer Schotter im Mindeltal. Auch hinsichtlich der Intensität der Dolomitverwitterung besteht zwischen beiden weitgehende Übereinstimmung (LÖSCHER 1976: 98).

Außerdem versuchte LÖSCHER 1979 die oben genannte stratigraphische Einordnung des Günz-Hochterrassenschotter mit pedologischen Argumenten aus dem Deckschichtenbereich zu erhärten. In der Arbeit LÖSCHER et al. (1979) wurden Deckschichten bei Großkötz von SCHIES und DABELSTEIN und bei Autenried von LÉGER untersucht. Die Löß-Deckschichten sind dort jeweils in eine würm- und rißeiszeitliche Lößakkumulation zu untergliedern, so daß die darunterliegenden Schotter in die drittletzte Kaltzeit (Mindel) zu stellen waren (LÖSCHER et al. 1979: 180-188). Nach diesen Ergebnissen geht LÖSCHER (1976: 101) zwangsläufig von einer vollständigen Ausräumung der rißeiszeitlichen Sedimente im Günz durch nachfolgende Erosion aus.

1988 führten RÖGNER, LÖSCHER & ZÖLLER erste Thermolumineszenz-Datierungen am Löß-Deckschichtenprofil Autenried durch. Die Datierung der Proben ergab für den liegenden Schotter ein mindestens mindeleiszeitliches Alter. In dieser Arbeit wurde erstmals eine Verbindung mit dem Grönenbach-Schwaighausener Schotter im unteren Günz vermutet (1988: 67).

3 Ergebnisse

Unsere vorliegenden Gelände- und Laborergebnisse zeigen, daß der in der Geologischen Übersichtskarte des Iller-Mindel-Gebiets 1:100000 (JERZ et al. 1975) als Hochterrasse ausgewiesene Bereich zwischen Günzburg und Tafertshofen differenzierter aufgebaut ist. Er gliedert sich in ein mindelzeitliches und ein rißeiszeitliches Niveau.

3.1 Der mindeleiszeitliche Schotterkörper

Der westlich der Günz-Hochterrasse (Tafertshofen-Günzburger HT) liegende Mindelschotter besitzt von Unterwiesenbach bis Schneckenhofen ein Gefälle von etwa 3,3 ‰ (Abb. 2: As.-Nr. 0151 und Nr. 0091, zu den Aufschlüssen siehe Tab. 1). Das Gefälle ist damit um 0,8 ‰ größer als das des parallel dazu verlaufenden Hochterrassenschotter (Abb. 2: As.-Nr. 0120 und 0090, zu den Aufschlüssen siehe Tab. 1). Die Schotterbasiswerte des Unterwiesenbach-Schneckenhofener Schotter können mit den-

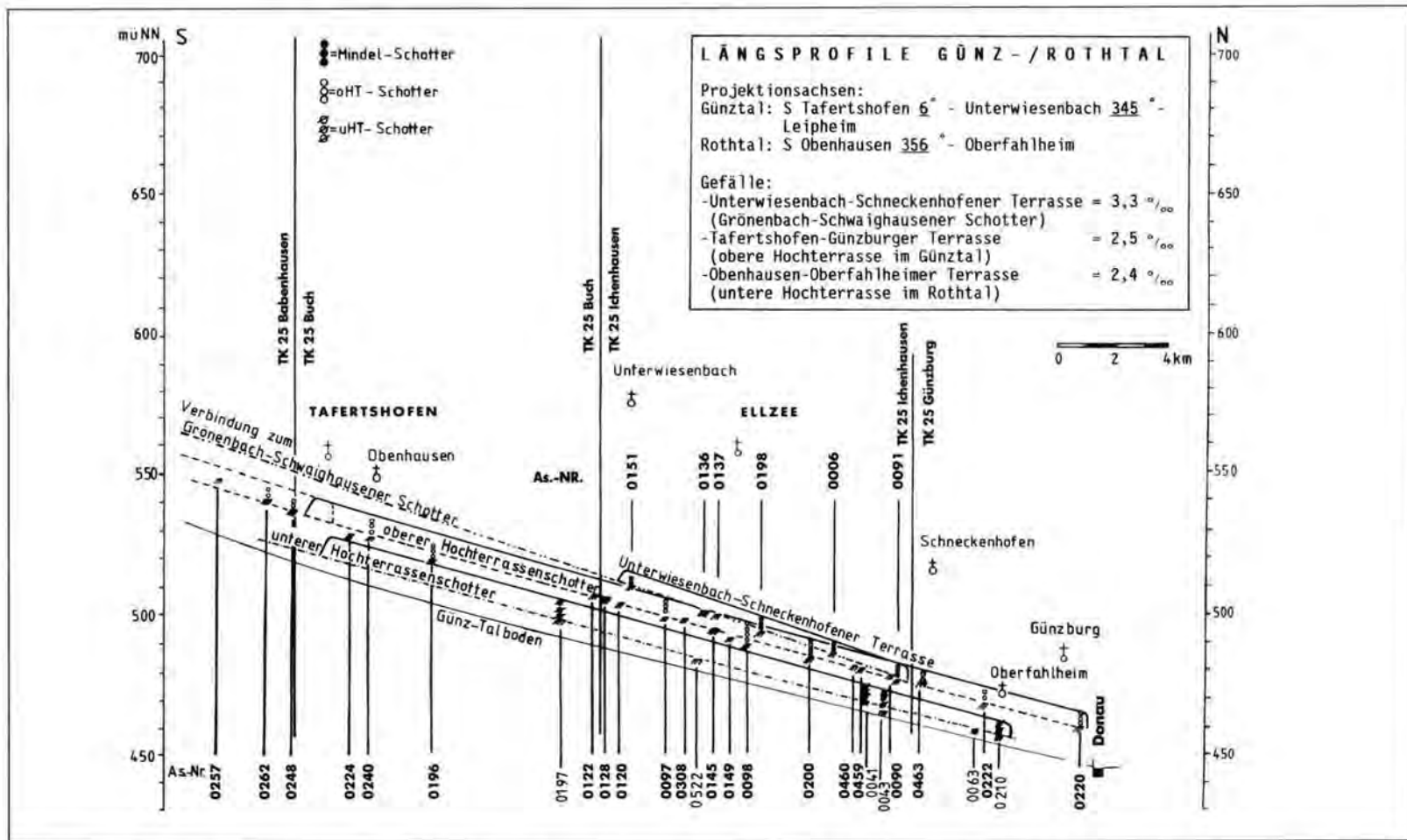


Abb. 2: Längsprofil der Unterwiesbach-Schneckenhofener Terrasse (mit Verbindung zum Grönbach-Schwaighausener Schotter), der Tafertshofen-Günzburger Terrasse (nördlicher Abschnitt des Hawangener Feldes) und der Obenhausen-Oberfahlheimer Terrasse (nördlicher Abschnitt des Hitzenhofener Feldes); Lage des Längsprofils im Arbeitsgebiet siehe Abb. 1, Aufschlußverzeichnis siehe Tab. 1

Fig. 2: Longitudinal profile of the "Unterwiesbach-Schneckenhofener" terrace (in connection to the "Grönbach-Schwaighausener" gravel), the "Tafertshofen-Günzburger" terrace (northern part of the "Hawangener" gravel field) and the "Obenhausen-Oberfahlheimer" terrace (northern part of the "Hitzenhofener" gravel field); position of the longitudinal profile in the working area see Fig. 1, exposure datas see table 1

Tab. 1: Aufschlußverzeichnis der im Text und in den Abbildungen angegebenen Lokalitäten. Angabe der Aufschlußnummer (As.-Nr.), des Aufschlußstyps (As.-Typ), des Rechts- und Hoehwertes (RW/HW), der topographischen Karte im Maßstab 1:25000 (TK-Nr.), der Mächtigkeit der Deck-(I) und Kiesschicht (II), der Entkalkungstiefe im Schotter (III) sowie der Tertiär/Quartär(T/Q)-Grenze (IV). TK 25: 7526 = Ulm-Nordost, 7527 = Günzburg, 7626 = Ulm-Südost, 7627 = Ichenhausen, 7726 = Illertissen, 7727 = Buch, 7827 = Babenhausen. B = Bohrung, BGLa = Bohrergebnisse des Geologischen Landesamtes München, BFa = Firmen-Bohrprotokolle, Lgr = Lehmgrube, Kgr = Kiesgrube, aSgr = zugewachsene Sandgrube, 522 (Lö) = T/Q-Grenze von LÖSCHER (1976) übernommen bzw. zusammen mit LÖSCHER 1991, 1992 im Gelände ermittelt, (4,0) = keine Schotterlehmbildung, nur angewitterte Schotter; 5,1 (Mi) = Deckschichtenprofil im Hangenden der mindel-eiszeitlichen Unterwiesenbach-Schneckenhofener Terrasse

Table 1: Catalog of exposure datas of the localities used in the text and figures. Number of the exposure (As.-Nr.), the type of exposure (As.-Typ), coordinates of the "Gauß-Krüger" map grid (RW/HW), specification (number) of the topographical map in the scale of 1:25 000 (TK-Nr.), thickness of the loess cover sediments (I) and of the gravel layer (II), the depth of decalcification in the gravel layers (III), tertiary/quaternary boundary in meters above sea level (IV). Topographical map number and location name: TK 25 : 7526 = Ulm-Nordost, 7527 = Günzburg, 7626 = Ulm-Südost, 7627 = Ichenhausen, 7726 = Illertissen, 7727 = Buch, 7827 = Babenhausen. B = drilling, BGLa = Results of the drillings of the Bavarian Geological Office, Munich; BFa = results of the drillings of several boring-companies, Lgr = mine of loam, Kgr = mine of gravels, aSgr = shut down mine of sand, 522 (Lö) = Tertiary/quaternary boundary by LÖSCHER (1976) or measured together with LÖSCHER in 1991, 1992, (4,0) = no loamy gravel, only weak weathered gravel, (Mi) loess cover sediments on the "Unterwiesenbach-Schneckenhofener" terrace (time of deposition of gravel = "Mindel"-glaciation)

Verzeichnis der Aufschlüsse/Bohrungen

As.- Nr.	As Typ	RW/HW	TK 25 Nr.	Deck- schicht in m (I)	Kies- mächtig- keit (m) (II)	Entkal- kung in m (III)	T/Q- Gren- ze m NN (IV)
0006	Lgr	3593650/5359750	7627	5,5 (Mi)	5,0		484-8 (Lö)
0008	B	3589790/5367460	7527	2,3			
0014	B	3589480/5367280	7527	3,05			
0041	Kgr	3585140/5361700	7626	1,0	7,0	(2,0)	469,5
0042	Kgr	3585340/5362360	7626	0,8	13,2	(4,0)	465,0
0043	Kgr	3585340/5362340	7626	1,5	12,5	(>2,0)	465,0
0045	B	3585690/5362550	7626	1,4			
0046	B	3585820/5362580	7626	3,5		0,5	
0049	Kgr	3585160/5362400	7626	1,6	12,4	(1,4)	465,0
0063	B	3584870/5365610	7526	0,5		0,5	<460 (Lö)
0065	B	3585760/5365820	7526	0,75		0,7	
0067	B	3586650/5366160	7527	2,0		0,45	
0069	B	3587170/5366420	7527	1,1			
0085	B	3594790/5362560	7627	2,55			
0086	B	3594590/5362450	7627	2,7			
0087	B	3594310/5362400	7627	2,7			
0088	B	3594100/5362340	7627	2,9		0,5	
0090	B	3593670/5362360	7627	0,6			478 (Lö)
0091	B	3593220/5362100	7627	1,7 (Mi)	6,8		476,5 (Lö)
0092	B	3593020/5362120	7627	5,0 (Mi)			
0093	B	3592800/5362170	7627	5,2 (Mi)			
0094	B	3592400/5362090	7627	3,8 (Mi)			
0096	B	3591780/5362160	7627	4,0 (Mi)			
0097	Kgr	3596300/5354600	7627	1,9	5,1	1,0	498,0
0098	Kgr	3597500/5357680	7627	2,15	8,3	1,3	489,0
0102	B	3595870/5358100	7627	1,65			
0103	B	3595630/5357910	7627	1,8			
0104	B	3585420/5357770	7627	2,8			
0106	B	3594890/5357535	7627	3,55	5,0	0,25	490,0
0108	B	3593090/5356940	7627	5,7 (Mi)			
0109	B	3593360/5356940	7627	2,2 (Mi)			
0112	B	3594400/5357370	7627	5,6 (Mi)	5,4		493,0

As.- Nr.	As Typ	RW/HW	TK25 Nr.	Deck- schicht in m (I)	Ries- mächtig- keit (m) (II)	Entkal- kung in m (III)	T/Q- Gren- ze m NN (IV)
0114	B	3589620/5367370	7527	2,05			
0115	B	3594250/5352650	7627	5,1 (Mi)		0,65	
0116	B	3594630/5352645	7627	4,7 (Mi)			
0117	B	3595140/5352600	7627	3,1 (Mi)			
0118	B	3595620/5352560	7627	2,7	2,8		505,5
0119	B	3595840/5352450	7627	1,85	5,7		505,5
0120	B	3597900/5353200	7627				503,5 (Lö)
0122	aSgr	3598080/5352280	7627				506,0 (Lö)
0124	B	3596370/5352500	7627	2,6			
0127	B	3596970/5352550	7627	2,5			
0128	B	3597900/5352540	7627	2,5			505,0
0134	B	3595630/5352550	7627				505,5 (Lö)
0136	B	3593840/5355240	7627	0,7 (Mi)			501,0 (Lö)
0137	B	3592950/5355300	7627	2,7 (Mi)			499,5 (Lö)
0145	B	3597220/5355400	7627				494,5 (Lö)
0149	B	3595810/5356470	7627				491,0 (Lö)
0151	B	3594920/5352680	7627	1,35 (Mi)	2,65	1,4	509,5 (Lö)
0152	B	3593860/5352710	7627	4,0 (Mi)			
0196	BGla	3598360/5345680	7727	2,0	6,3		519,0
0197	BGla	3586280/5350620	7726	1,5	8,5	1,5	497,0
0198	BGla	3594320/5357220	7627	5,45 (Mi)	5,0		493,0
0199	BGla	3594990/5357400	7627	1,9	5,0		490,5
0200	BGla	3597180/5359980	7627	3,2	6,0		484,0
0206	BGla	3591960/5368160	7527	4,5	4,5		463,0
0207	BGla	3591760/5368060	7527	3,0	6,5		463,5
0210	BGla	3586300/5366620	7526	1,0	4,4		458,0
0220	BFa	3595270/5369820	7527	2,1	4,7		460,0
0222	BFa	3595770/5366220	7527	1,4	5,0		468,5
0224	B	3594820/5343560	7727				528,0 (Lö)
0240	Kgr	3598020/5343480	7727	1,8	6,5	1,2	527,0
0248	Kgr	3594800/5341200	7727	1,3	4,2	1,3	537,0
0257	Kgr	3593560/5338520	7827				548,5
0262	Kgr	3594460/5340000	7827	0,7	4,0	1,0	540,5
0267	Kgr	3596660/5362760	7627	1,4	4,3		477,0
0308	B	3596505/5355290	7627				497,5
0347	Lgr	3593750/5359780	7627	5,0 (Mi)			
0440	B	3592130/5368370	7527	5,1			
0455	B	3592450/5368380	7527	3,5			
0459	BFa	3597380/5362030	7627				480,1
0460	BFa	3597280/5361850	7627				481,0
0461	BFa	3596440/5362860	7627				477,1
0463	BFa	3596400/5363960	7527	1,7	2,4		475,6
0467	B	3595490/5368340	7527	3,0			
0471	B	3595530/5369440	7527	8,25		0,9	
0477	B	3586700/5355460	7627	3,7			
0522	Kgr	3586200/5355500	7626				<483 (Lö)

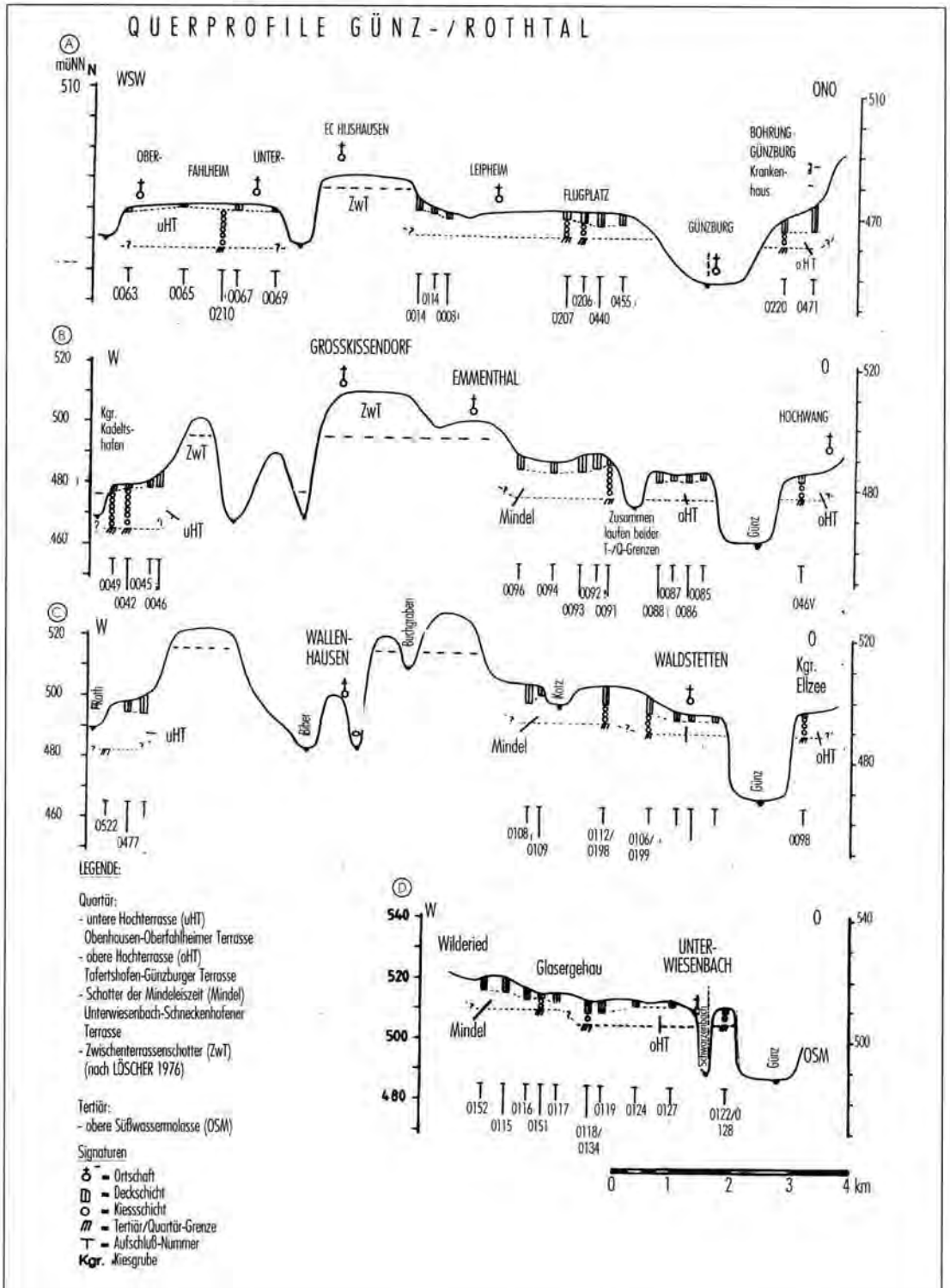
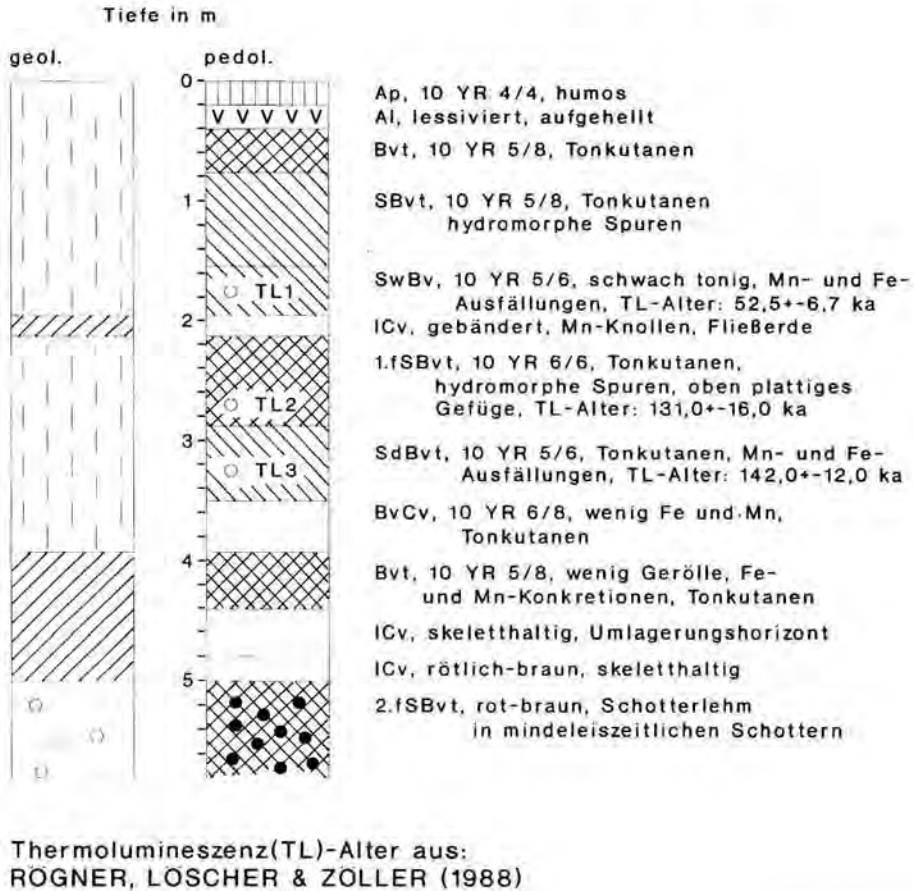


Abb. 3: Querprofile (A-D) im Günz- und Rothtal; Lage im Untersuchungsgebiet siehe Abb. 1, Aufschlußverzeichnis siehe Fig. 3: Cross profiles (A to D) in the valley of the rivers Günz and Roth, position in the working area see Fig. 1, catalog of exposure datas see table 1

Deckschichtenprofil Autenried (Nr. 0006, 0347)



LEGENDE :

Geologie/Sedimentologie

- Äolische Sedimente:**
- schluffig/lehmig (schwach umgelagert)
 - Löss
- Fluviale Sedimente:**
- glazifluvialer Hochterrassenkies

- Umlagerungen:**
- schluffig, geröllhaltig
 - sandig

Pedologie

- intensive Bodenbildung (in der Deckschicht, B-Horizont)
- intensive Bodenbildung (im Hochterrassenschotter, B-Horizont)
- schwächere Bodenbildung (B-Horizont)
- Al-Horizont
- humoser Oberboden (Ah-Ap-Horizont)

Abb. 4: Deckschichtenprofil in der Ziegeleigrube von Autenried mit Probennahmepunkte für die TL-Datierungen; Unterwiesenbach-Schneckenhofener Schotter aus der Mindeleiszeit (Aufnahme 1991, 1992)

Fig. 4: Profile of the cover sediments at the locality of Autenried with the points of sampling for the TL-datings; Unterwiesenbach-Schneckenhofener gravel of the Mindel glaciation (years of survey: 1991, 1992)

jenigen des Grönenbach-Schwaighausener Schotters im Süden der Iller-Lech-Platte verbunden werden (= doppelt gestrichelt-gepunktete Linie in Abb. 2).

Bei Unterwiesenbach liegt die T-/Q-Grenze des mindeleiszeitlichen Schotters noch etwa 6 m über der des Hochterrassenschotters (Abb. 2: As.-Nr. 0151, 0120).

Profil Autenried

Nr. 0006, 0347

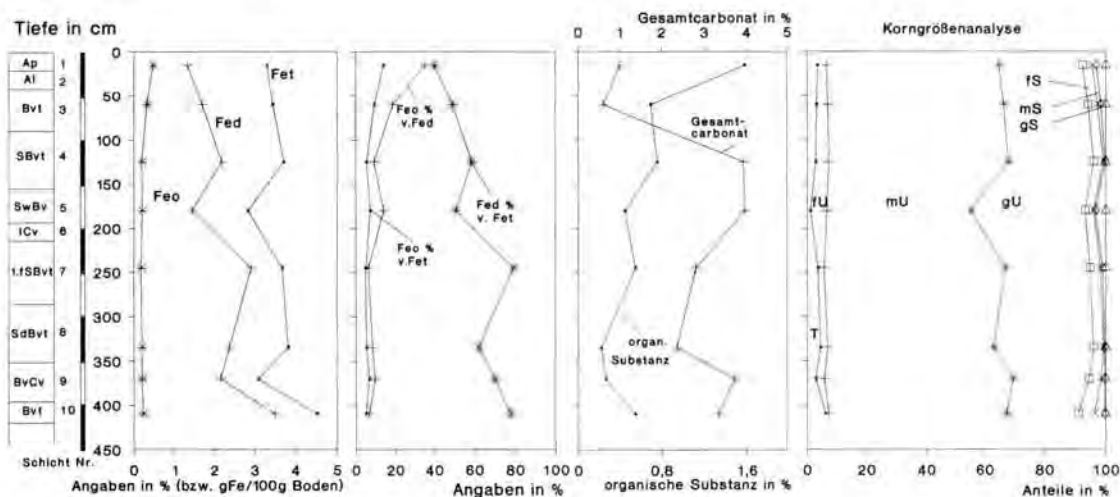


Abb. 5: Ergebnisse der Laboranalysen; Feo: oxalatlösliches Eisen, Fed: dithionitlösliches Eisen, Fet: Gesamteisen, Fed in % von Fet und Feo in % von Fet: prozentuale Anteile verschiedener Eisenfraktionen am Gesamteisen, Feo in % von Fet: prozentualer Anteil von oxalatlöslichem an dithionitlöslichem Eisen (= Aktivitätsgrad der Fe-Oxide nach SCHWERTMANN, 1964), Korngrößenanalyse: T = Ton, fl = Feinschluff, mU = Mittelschluff, gU = Grobschluff, fs = Feinsand, mS = Mittelsand, gS = Grobsand

Fig. 5: Results of the laboratory investigations; Feo: NH_4 -Oxalat soluble iron-oxide (dycrystalline iron-oxide), Fed: $\text{Na}_2\text{S}_2\text{O}_4$ soluble iron-oxide (whole pedological formed iron-oxide), Fet: total iron, Fed % von Fet: percentage pedological iron-oxide of total iron, Feo % von Fet: percentage dycrystalline iron-oxide of total iron; Feo % von Fed: percentage dycrystalline iron-oxide of pedological iron-oxide, grain-size distribution: T = clay, fl = fine silt, mU = middle silt, gU = coarse silt, fs = fine sand, mS = middle sand, gS = coarse sand

Im Gebiet Schneckenhofen (ca. 10 km nördlich) konvergieren die Schotterbasiskonvergenz scheinar mit denen der Tafershofen-Günzburger Hochterrasse (Abb. 3: Qpr. B, D). Dieses Verhalten ist Ergebnis eines unterschiedlichen Verlaufs des Vorfluters Donau; er lag im Mindelglazial deutlich südlicher als im Rißglazial.

Im Gegensatz zur etwa 2 m mächtigen Schotterverwitterung auf dem Rißschotter besitzt der Mindelschotter eine mindestens 3 m mächtige Verlehmungszone. Zudem sind darunter die Kalkgerölle stark angegriffen (JERZ & DOPPLER 1990: 4). Nach Ergebnissen LÖSCHERS (1976: 98, 100) sind die Mindelschotter sogar bis zur tertiären Molasse entkalkt. Die deutlich unterschiedliche Verwitterung zeigt, daß es sich bei den beiden Schottern nicht um Teilfelder ein und derselben Vergletscherung handeln kann; beide Schotter repräsentieren Hauptfelder verschieden alter „Glazialer Serien“. Um diese Vermutung zu belegen, werden im folgenden die Deckschichtenprofile von Autenried (stärker verwitterter Schotter) und Günzburg (geringmächtigere Schotterverwitterung) vorgestellt.

3.2 Deckschichtenprofil Autenried auf dem mindeleiszeitlichen Schotterkörper

3.2.1 Profilbeschreibung

Der einzige größere Deckschichtenaufschluß existiert bei Autenried (Ziegelei). In dem dort aufge-

schlossenen etwa 5 m mächtigen Profil (Abb. 4) treten neben der Bodenbildung des Holozäns (Ap-Al-Bvt: 0-0,8 m) und der Mindel/Riß-Warmzeit (Schotterlehm = 2. fSBvt: ab 5 m) zwei weitere, intensiv rotbraun gefärbte Bereiche auf. Sie werden ebenfalls als Böden angesprochen (1. fSBvt, Bvt: 2,1-2,9 m und 3,9-4,4 m). Ihre intensive Entwicklung wird durch Tonbeläge, eine intensive Eisen- und Manganfreisetzung sowie das fein- und grobpolymetrische Gefüge nachgewiesen.

Unter Berücksichtigung der morphostratigraphischen Ergebnisse (Kap. 3.1), der relativ geringmächtigen Lösakkumulation in diesem Gebiet sowie der Ausprägung des 1. fossilen Bodens, wird das Decksediment in ein Würm- und Rißlößpaket gegliedert (so auch LÉGER in LÖSCHER et al. 1979: 183; RÖGNER et al. 1988: 67-68). In dem nur 2 m mächtigen Würmlößsediment hat sich im Holozän eine Parabraunerde (Ap-Al-Bvt) gebildet. Im Liegenden der holozänen Bodenbildung sind zwei weitere schwächer ausgebildete B-Horizonte erhalten geblieben (SBvt, SwBv: 0,8-1,9 m). Eine Einstufung dieser B-Horizonte in die von SCHÖNHALS et al. (1964), SEMMEL (1968) oder BRUNNACKER (1957) vorgeschlagenen Abschnitte des Würm war nicht möglich. Wahrscheinlich haben wegen der geringen Sedimentmächtigkeit (kaltzeitliche Denudation in Verbindung mit geringer Sedimentation) ver-

schiedene Bodenbildungen auf dasselbe Sediment eingewirkt, so daß verwertbare Leithorizonte (z. B. Humuszonen) nicht erhalten geblieben sind. Der 1. fossile Boden (1. fSBvt-Horizont: 2,1 - 2,9 m) ist auch makroskopisch deutlich im Profil zu erkennen. Außerdem zeigen Tonbeläge und das polyedrische Gefüge eine parabraunerdeartige Bodenentwicklung. Dieser Boden wurde im Riß/Würm-Interglazial unter warmzeitlichen Bedingungen gebildet. Die Pseudovergleyung entwickelte sich entweder zum Beginn des Würmglazials oder bereits in einer

feuchten Phase der ausklingenden Riß/Würm-Warmzeit (so ROHDENBURG & MEYER 1979: 76 an Lößprofilen in Niedersachsen). Durch die Pseudovergleyung ist ein Vergleich mit dem Homburger Boden und dessen Äquivalent in Nordhessen (SCHÖNHALS et al. 1964: 200-201) möglich. Der Umlagerungshorizont im Hangenden des 1. fossilen Bodens (ICv: 1,9-2,1 m) geht auf Soliflukationsprozesse während der ersten kaltzeitlichen Abschnitte des Würm zurück. Unterhalb des SdBvt und BvCv-Horizonts ist im Bvt-Horizont (3,9-4,4 m) eine weitere

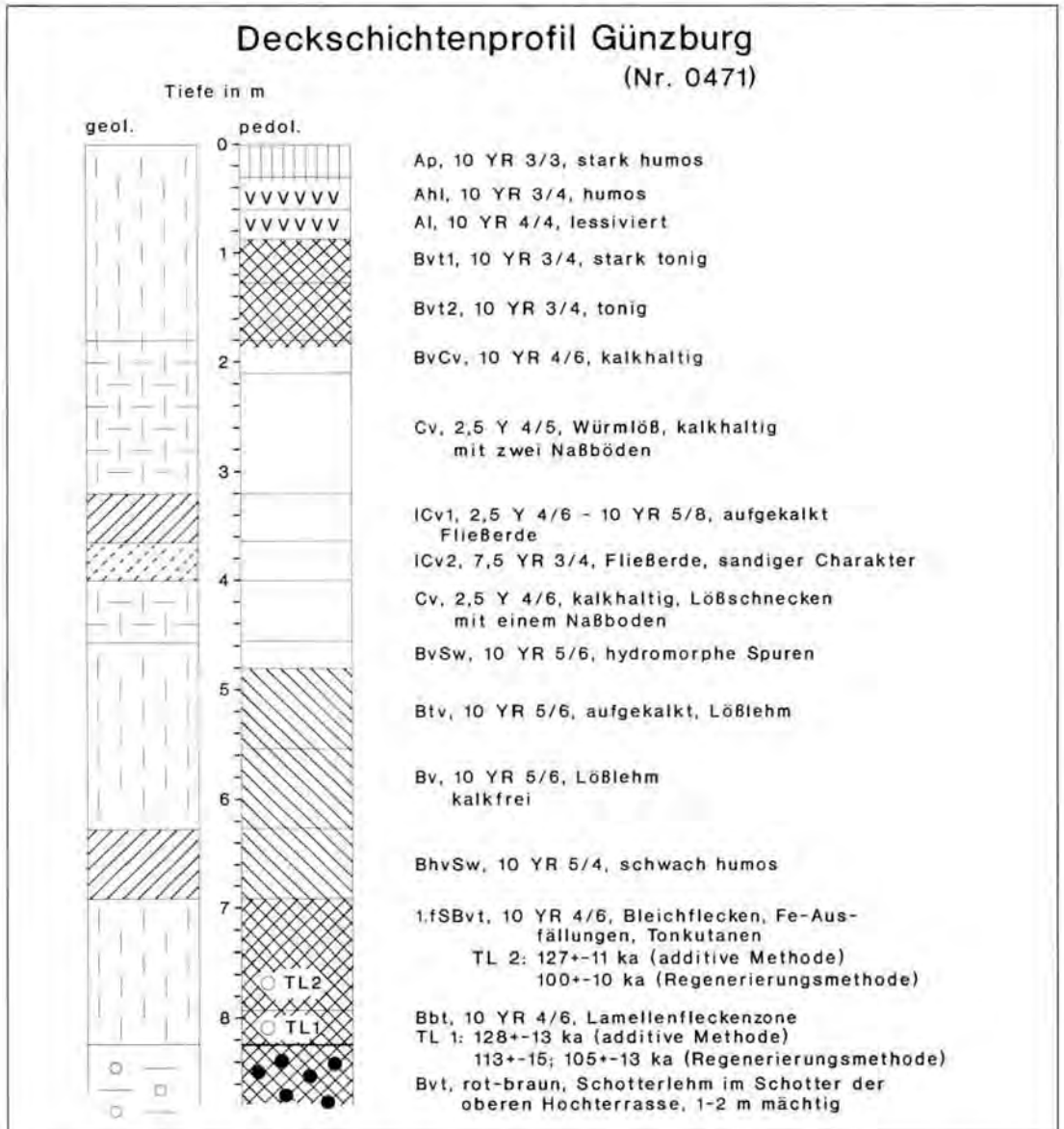


Abb. 6: Deckschichtenprofil nach den Ergebnissen der Bohrung am Krankenhaus Günzburg mit Probennahmepunkten für die TL-Datierungen, Legende siehe Abb. 4, Tafertshofen-Günzburger Hochterrasse (Aufnahme 1992)

Fig. 6: Profile of the cover sediments at the locality of Günzburg with the points of sampling for the TL-datings; legend see fig. 4, Tafertshofen-Günzburger high terrace (year of survey 1992)

stärkere (zweite) Bodenbildung innerhalb des Rißlösses zu vermuten. Sie kommt in ausgeprägten Tonkutanen, Tonansammlungen in Hohlräumen und durch eine intensive Eisen- und Manganfreisetzung zum Ausdruck. Aufgrund der vereinzelt auftretenden Gerölle könnte hier eine Bodenbildung vor oder nach einer kurzen Umlagerung auf dieses Sediment eingewirkt haben. Stratigraphisch ließe sich diese Bodenbildung mit dem Innerriß-Schotterlehm in Baltringen-Ost (MIARA et al. 1996) vergleichen. Zu zweigeteilten Rißlößgliederungen kamen auch LÉGER (1987: 612) am Profil Roßhaupten und BRUNNACKER (1958: 139) am Profil Kitzingen. Eine detailliertere Untergliederung des Rißlösses wie von BIBUS (1974: 179) im Rhein-Main-Gebiet vorgenommen, ist hingegen in Autenried nicht möglich.

3.2.2 Laboregebnisse

Die im Labor gewonnenen Ergebnisse (Abb. 5) unterstützen die Geländeansprache der Deckschichten. Die holozäne Bodenbildung (Ap-Al-Bvt: Schichten 1-3) ist in dem noch schwach carbonathaltigen Würmlöß (ca. 4 % Gesamtcarbonat) ausgebildet. Sie kommt in den Anteilen an organischer Substanz und im hohen Aktivitätsgrad der Fe-Oxide (Aktivitätsgrad nach SCHWERTMANN 1964) zum Ausdruck. Die Bodenbildungen des Würm (SBvt, SwBv: Schichten 4, 5) lassen sich in den prozentualen Anteilen an organischer Substanz erkennen. Der 1. fossile Boden des Riß/Würm-Interglazials (1. fSBvt: Schicht 7) sowie eine weitere Bodenbildung (Bvt: Schicht 10), die einer frühen Phase des Rißglazials zuzuordnen ist, sind am Gehalt des kristallinen Eisens (Fed) sowie an dessen prozentualen Anteil am Gesamteisen (Fed in % von Fet) auszumachen. Zusätzlich weisen die Gehalte der organischen Substanz sowie die der Tonfraktion Bereiche ehemaliger Bodenentwicklungen aus.

Auch die von SCHIES und DABELSTEIN (in LÖSCHER et al. 1979: 184) mitgeteilten Labordaten deuten auf eine weitere Bodenbildung in der Frühphase des Rißglazials unterhalb des 1. fossilen Bodens hin (deren Horizont IIC2, Probe 17: erhöhter Tongehalt und erhöhte organische Substanz, geringer Carbonatgehalt). In der pedostratigraphischen Gliederung wird diese Entwicklung von ihnen jedoch nicht als Bodenbildung angesprochen.

3.3 Der rißeiszeitliche Schotterkörper

Für den mit dem Hawangener Feld zu verbindenden Hochterrassenschotter läßt sich von Tafertshofen bis Günzburg ein Gefälle von 2,5 ‰ errechnen (Abb. 2). Die durchschnittliche Schottermächtigkeit liegt zwischen 4 und 6 m. Eine Ausnahme bildet das Gebiet um Ellzee. Dort wurde eine Schottermächtigkeit von

mehr als 8 m (As.-Nr. 0098, siehe Tab. 1) festgestellt. Diese Veränderung in der Mächtigkeit wie auch die Erhaltung des mindeleiszeitlichen Schotters kann strömungsdynamisch erklärt werden. Durch das seitliche Ausbiegen des Schmelzwasserstroms nach Osten entstand eine Prallhangsituation bei Ellzee. Tiefen- und Seitenerosion räumten dabei sogar den älteren Deckschotter am Hungerberg aus. In der Gleithangsituation, d. h. im Westen, konnte deshalb der Untewiesenbach-Schneckenhofener Schotter aus der Mindeleiszeit nicht vollständig erodiert werden.

3.4 Das Deckschichtenprofil Günzburg auf der rißeiszeitlichen Hochterrasse

3.4.1 Profilbeschreibung

Die obere Hochterrasse ist von Tafertshofen bis nördlich Großkötz von 3 m mächtigen, wenig gegliederten äolischen Sedimenten bedeckt. Die Gründe für diese geringe Mächtigkeit sind (wie bei Autenried) in den ungünstigen Entstehungs- und Erhaltungsbedingungen zu suchen (siehe Kap. 3.2.1).

Im nördlichsten Teil der oberen Hochterrasse ändern sich jedoch diese Bedingungen aufgrund der Nähe zum Donautal, das als Auswehungsgebiet diente; es entstanden mächtige, durch Bodenbildungen gegliederte Löß-Deckschichten.

Da zur Zeit keine Aufschlüsse existieren, wurde das Deckschichtenprofil Günzburg (Abb. 6) durch Sondierungen mit dem Peilstangenbohrgerät vorerkundet und das Probengut mit einem Flügelbohrer (5 cm Durchmesser) gewonnen.

Die intensivsten Bodenbildungen des Profils Günzburg sind die rezente Parabraunerde (Ap-Ahl-Al-Bvt 1,2; 0-1,8 m), der Schotterverwitterungslehm im Hochterrassenschotter (Bvt: ab 8,3 m) sowie der 1. fossile Boden (1. fSBvt-Bbt; 6,9-8,3 m) im Hangenden des Schotterlehms. Daneben treten schwächere Bodenbildungen (Btv, Bv, BhvSw; 4,8-6,9 m) sowie drei Naßböden im Würmlöß (in den beiden Cv-Horizonten: 2,1-3,2 m und 4-4,5 m) auf. Die stratigraphische Gliederung der Deckschichten erfolgt mit Hilfe des 1. fossilen Bodens. Er befindet sich im unteren Abschnitt der Löß-Deckschicht als 1. fSBvt und wird von einer Lamellenfleckenzone (i. S. LIEBEROTH 1959: 146-154) unterlagert (Bbt).

Der 1. fSBvt-Horizont mit einem Subpolyedergefüge weist die für Parabraunerden typischen Tonbeläge an den Aggregatoberflächen auf. Für die Entwicklung dieses fossilen Bt-Horizontes mit ausgeprägter Tonverlagerung aus den (bereits wieder erodierten) Ah- und Al-Horizonten kann nur ein Klima verantwortlich gemacht werden, das dem holozänen entspricht. Da bisher im Inner-Würm keine derartig ausgeprägten Warmzeiten nachgewiesen sind, ist

der 1. fSBvt im Eem (Riß/Würm-Interglazial) gebildet worden. Er ist damit ein Äquivalent zum Homburger Boden i. S. SCHÖNHALS' et al. (1964: 200) sowie zum Abschnitt R/Wb i. S. BRUNNACKERS (1957: 90). Eine ähnliche Profildifferenzierung wie bei Günzburg konnten auch BENTE & SCHWEIZER (1988: 8-11, 15-16) an den Löß-Profilen südlich Heidelberg nachweisen. In ihren Profilen geht ebenso wie im Profil Günzburg der Bt-Horizont der Parabraunerde nach unten in eine Bänderparabraunerde (Bbt) über. Die Pseudovergleitung der fossilen Parabraunerde im Profil Günzburg hat sich in einer klimatisch feuchteren Phase zum Ende des Riß/Würm-Interglazials oder zum Beginn des Würmglazials eingestellt. An süddeutschen Pollenprofilen konnte bereits BLUDAU (1995) auf klimatisch feuchtere Verhältnisse zum ausgehenden Eem-Interglazial hinweisen. Im Liegenden des 1. fossilen Bodens folgt unterhalb der Lamellenfleckenzone eine weitere intensive Bodenbildung im Hochterrassenschotter, der Schotterverwitterungslehm (Bvt). Hier sind die ehemals carbonathaltigen glazifluvialen Schotter in situ verwittert. Die mit der Bodenbildung einhergehende Verlehmung und Verbraunung äußert sich in einer rotbraunen und tonigen Matrix. Für eine derartige Schotterverwitterung sind ebenfalls warm-

zeitliche Bodenbildungsbedingungen notwendig. Der 1. fossile Boden, durch seine stratigraphische Position als Eem-Boden ausgewiesen, hat sich in einem lößartigen Sediment gebildet, das nach den später vorzustellenden TL-Daten (siehe Kap. 3.5) in einer jüngeren Phase der Rißzeit abgelagert wurde. Da der untere Teil des 1. fossilen Bodens noch einen geringen Kalkgehalt aufweist (Bbt-Horizont: 2,5 % Gesamtcarbonat, siehe Abb. 7 und Kap. 3.4.2), muß der unterhalb des Bbt-Horizontes aufgefundene Schotterlehm als Bildung einer der Eem vorangegangenen Warmzeit mit ebenfalls intensiver Bodenbildung angesprochen werden. Der Hochterrassenschotter, in welchem sich der Schotterlehm ausbildete, ist wie der untere Teil der Löß-Deckschicht ebenfalls eine Ablagerung der Rißzeit (vgl. Kap. 2). Diese Sachverhalte lassen nur den Schluß zu, daß der Hochterrassenschotter in einer früheren Phase der Rißzeit abgelagert wurde und in einer Inner-Rißphase mit warmzeitlichem Charakter zu Schotterlehm verwitterte, während in einer darauffolgenden späteren Rißphase der liegende Teil des Deckschichtenpaketes zur Akkumulation kam. Damit ist eine Zweiteilung des Rißglazials, unterbrochen von einem Interglazial, vorzuschlagen (so auch BRUNN-

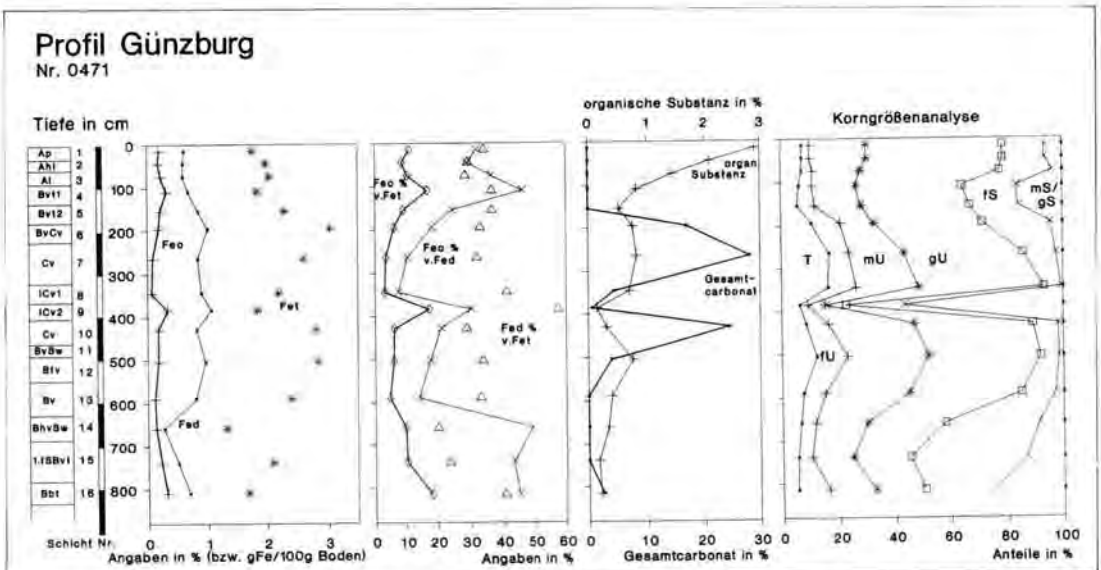


Abb. 7: Ergebnisse der Laboranalysen; Feo: oxalatlösliches Eisen, Fed: dithionitlösliches Eisen, Fet: Gesamteisen, Fed % von Fet und Feo in % von Fet: prozentuale Anteile verschiedener Eisenfraktionen am Gesamteisen, Feo in % von Fed: prozentualer Anteil von oxalatlöslichem an dithionitlöslichem Eisen (= Aktivitätsgrad der Fe-Oxide nach SCHWERTMANN 1964), Korngrößenanalyse: T = Ton, fU = Feinschluff, mU = Mittelschluff, gU = Grobschluff, fS = Feinsand, mS = Mittelsand, gS = Grobsand

Fig. 7: Results of the laboratory investigations; Feo: NH₄-Oxalat soluble iron-oxide (dycrystalline iron-oxide), Fed: Na₂S₂O₄ soluble iron-oxide (whole pedological formed iron-oxide), Fet: total iron, Fed % von Fet: percentage pedological iron-oxide of total iron, Feo % von Fet: percentage dycrystalline iron-oxide of total iron; Feo % von Fed: percentage dycrystalline iron-oxide of pedological iron-oxide, grain-size distribution: T = clay, fU = fine silt, mU = middle silt, gU = coarse silt, fS = fine sand, mS = middle sand, gS = coarse sand

ACKER (1957: 85-86) an Lößprofilen nördlich Regensburg). Möglicherweise hat die Schotterlehmbildung in Günzburg zeitgleich mit der Bodenbildung im Bvt-Horizont (3,9-4,4 m, Abb. 4) im Deckschichtenprofil Autenried stattgefunden (vgl. dazu Kap. 4). Im Hangenden der fossilen Pseudogley-Parabraunerde (1. fSBvt) folgen die schwächer ausgebildeten Böden wärmerer Phasen des Würm. Nach der Farb- und Gefügeausprägung sowie der stratigraphischen Position wird der untere grau-braune Horizont (BhvSw: 6,3-6,9 m) dem Altwürm und die darüber folgenden (Btv, Bv: 4,8-6,3 m) dem Mittelwürm zugeordnet.

Der von 4,8-5,7 m reichende Btv-Horizont kann als Pendant zum „Lohner Boden“ (SCHÖNHALS et al. 1964: 203) und zum WI/WII-Abschnitt (BRUNNACKER 1956: 4) interpretiert werden.

Der carbonathaltige Jungwürmlöß (Cv: 2,1-3,2 und 4-4,5 m) zeichnet sich durch die hochkaltzeitliche Schneckenfauna *succinea oblonga* aus. Aufgrund geringer Wärmeschwankungen im Verlauf des Jungwürm bildeten sich drei Tundrennaßböden aus (möglicherweise äquivalente Bildungen zu den Erbenheimer Naßböden i. S. SCHÖNHALS¹ et al. 1964: 203).

3.4.2 Laborergebnisse

Die holozäne Bodenbildung (eine humose Parabraunerde) im stark carbonathaltigen Jungwürmlöß läßt sich am erhöhten Aktivitätsgrad der Fe-Oxide (Fed % v. Fet) sowie am erhöhten Umsatz von Sekundäreisen am Gesamteisen (Fed % von Fet) erkennen (siehe Abb. 7).

Die Mittelwürmbodenbildungen (Btv, Bv: Schichten 12, 13) kommen in den leicht erhöhten Fed-Werten sowie im Umsatz von pedogen entstandenem Eisen am Gesamteisen (Fed in % von Fet) zum Ausdruck. Die mit der Verbraunung einhergehende Verlehmung (Btv: Schicht 12) spiegelt sich im erhöhten Tongehalt (Korngrößenanalyse) wider.

In den Mittelwürmböden konnten verhältnismäßig hohe Mengen an organischer Substanz ermittelt werden. Vergleichbar hohe Werte stellten auch BENTZ & LÖSCHER (1987: 13) in den oberen Mittelwürmböden (Lohner Boden) in den Profilen Nußloch und Rotenberg (südlich Heidelberg) fest.

Der hohe Umsatz von Sekundäreisen am Gesamteisen (Fed in % von Fet) weist insbesondere im Bbt-Horizont (7,9-8,3 m: Schicht 16) unterhalb des 1. fossilen Bodens auf eine Bodenbildung hin. Es ist anzunehmen, daß in diesen Horizonten die Verteilung der Fe-Gehalte nicht nur pedogen, sondern auch sedimentogen geprägt ist (vgl. dazu HÄDRICH 1970: 129-131).

Der noch sehr geringe Carbonatgehalt im Bbt-Horizont verdeutlicht, daß der angewehrte, ehemals carbonathaltige Rißlöß während des Eem-Interglazials nicht vollständig entkalkt ist. Daraus kann geschlos-

sen werden, daß für die Schotterlehmbildung (Bvt: ab 8,3 m, Abb. 6) und die fossile Pseudogley-Parabraunerde (1. fSBvt-Bbt) nicht ein und derselbe Bodenbildungszeitraum in Frage kommen kann. Ein Durchgriff der Bodenbildung durch die Deckschicht in den Hochterrassenschotter im Verlauf der Eem-Warmzeit muß nach diesen Ergebnissen abgelehnt werden.

3.5 Thermolumineszenz (TL)-Datierungen an den Deckschichtenprofilen Günzburg und Autenried

Zusätzlich zu den Gelände- und Laboruntersuchungen wurden an den Löß-Deckschichten in Autenried (vgl. RÖGNER et al. 1988) und Günzburg TL-Datierungen durch L. ZÖLLER 1988 und 1993 durchgeführt.

Die Daten bestätigen die durch Gelände- und Laborbefunde vorgenommenen pedostratigraphischen Gliederungen der beiden Profile. Das rißeiszeitliche Alter des Sediments, in dem sich der 1. fossile Boden gebildet hat, wird durch die Ergebnisse der TL-Probe 2 für Autenried ($131,0 \pm 16,0$ ka) und die Proben 1 und 2 für Günzburg (127 ± 11 , 128 ± 13 ka, additive Methode) bestätigt (siehe Abb. 4, 6). Die Ergebnisse weisen durchschnittliche TL-Alter von 130 ka aus. Demzufolge handelt es sich nicht um Würm-, sondern um Rißlöß. Die in diesen Substraten festgestellten kräftigen Bodenbildungen stammen folglich aus dem Riß/Würm-Interglazial.

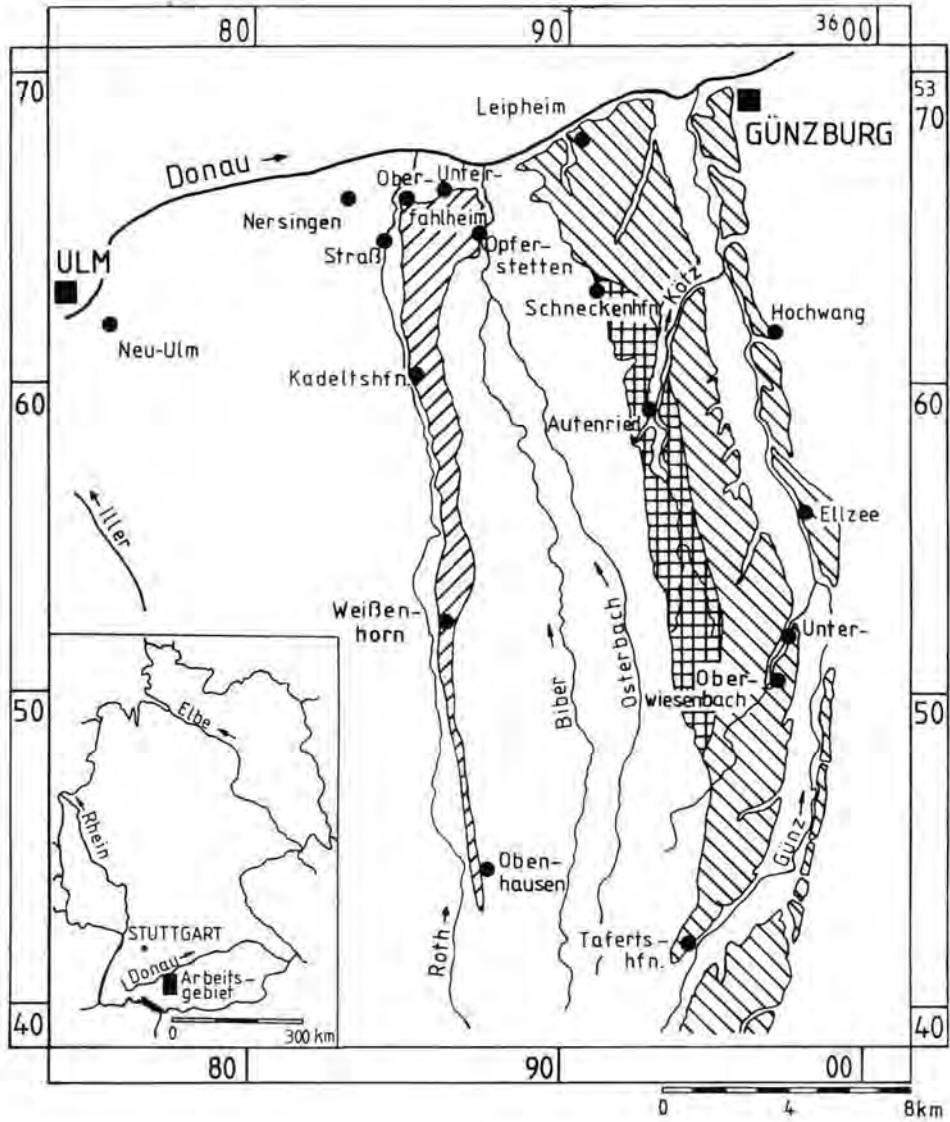
Nach den gemessenen TL-Sedimentationsaltern (ca. 130 ka) lassen sich die oben genannten Böden mit den Riß/Würm-Interglazialböden in den Profilen Oftringen (RÖGNER et al. 1988: $67-68 = 121 \pm 12$ ka) und Baltringen-Ost (MIARA et al. 1996: 106 ± 20 , 150 ± 22 ka) parallelisieren. Zudem entsprechen die 1. fossilen Böden in Günzburg und Autenried der Stufe 5e ($128-116$ ka BP = Eem) der marinen Sauerstoffsotopen-Chronologie (vgl. TURON 1984: 674-675; VAN-VLIET LANOE 1989: 110; PÉCSI 1991: 146).

Unterhalb des 1. fossilen Bodens folgen im Profil Autenried die Rißlößschichten. Für sie wurde ein TL-Alter von 142 ± 12 ka ermittelt (TL 3, Abb. 4).

Im Hangenden des Riß/Würm-Bodens läßt das Mittelwürmalter in der Deckschicht Autenried ($53,5 \pm 6,7$ ka, TL 1, SwBv-Horizont, Abb. 4) einen Vergleich mit dem im Profil Rotenberg ($53,3 \pm 5,1$ ka; südlich Heidelberg) zu. Für den SwBv-Horizont in Autenried könnte nach den Ergebnissen ZÖLLERS (in ZÖLLER et al. 1988: 55; 1989: 107) eine dem Gräselberger Boden (i. S. SCHÖNHALS¹ et al. 1964: 201) parallele Entwicklung angenommen werden.

4 Zusammenfassung und Diskussion

Die vorgelegten morpho- und pedostratigraphischen Ergebnisse sowie die Ergebnisse der TL-Da-



LEGENDE



Hochterrassenschotter; Riß
mit Löß- u. Lößlehmüberdeckung (ca. 6 m)
(nach JERZ et al. 1975)

Abb. 8: Verbreitung der glazifluvialen Schotter im unteren Günz- und Rothtal
Fig. 8: The distribution of the glaciofluvial gravel in the lower valley of the rivers Günz and Roth

tierungen zeigen, daß im Westen der Günztaal Hochterrasse ein älteres glazifluviales Sediment erhalten geblieben ist.

Die Löß-Deckschicht in Autenried ist, wie schon LÖSCHER 1976, LÖSCHER et al. 1979 und RÖGNER et al. 1988 festgestellt haben, in eine Würm- und eine Rißlößablagerung zu gliedern (vgl. Kap. 3.2). Demnach entstand der Schotterverwitterungslehme (2. fossiler Boden, Abb. 4) im liegenden Schotter mindestens im Mindel/Riß-Interglazial. Die Ablagerung des Schotters selbst fällt somit mindestens in die Mindelzeit. Diese Aussage wird durch die Verbindung der Schotterbasis des Unterwiesenbach-Schneckenhofener Schotters mit der des mindelzeitlichen Grönenbach-Schwaighausener Schotters (=mindelzeitlicher Gletscherabfluß aus der Typregion PENCKS) bekräftigt.

Demgegenüber führt die Untersuchung des Deckschichtenprofils am Günzburger Krankenhaus zu dem Ergebnis, daß der Tafertshofen-Günzburger Schotter in der Rißeiszeit abgelagert wurde.

Die genauere zeitliche Einstufung dieser oberen Hochterrasse (oHT) mittels des Deckschichtenprofils Günzburg in eine ältere Phase der Rißeiszeit kann auch durch Vergleiche mit dem „jungrißzeitlichen“ Steinheimer Schotter (uHT) sowie dessen Deckschichten erfolgen, die deutlich anders gegliedert sind (RÖGNER et al. 1988). Im Profil Günzburg befindet sich der 1. fossile Boden im unteren Abschnitt der Löß-Deckschicht; darunter folgt ein Schotterverwitterungslehme. Im Profil Steinheim hingegen liegt der 1. fossile Boden im Hochterrassenschotter selbst (vgl. Kap. 3.4 und RÖGNER et al. 1988: 63-65). Diese unterschiedliche Position des 1. fossilen Bodens auf der oberen und unteren Hochterrasse führt zu folgender stratigraphisch-chronologischer Interpretation der Schotterkörper:

Im älteren Riß (Hauptriß i. S. GRAULS 1962) lagerten die Schmelzwässer des Illergletschers die obere Hochterrasse im Günztaal ab. Die besondere fluviatile Dynamik dieses Schotterstroms führte bei Ellzee (siehe Kap. 3.3) dazu, daß der ältere, d. h. mindelzeitliche Schotter (der Unterwiesenbach-Schneckenhofener Schotter) auf der Westseite des unteren Günztals erhalten geblieben ist.

Unterbrochen durch ein Interglazial (Beleg = Schotterverwitterungslehme im Profil Günzburg, Abb. 6, Bvt: ab 8,3 m), wird im jüngeren Riß (Jungriß i. S. GRAULS 1962) die untere Hochterrasse im bayerischen Rothtal abgelagert. Gleichzeitig wird Löß auf den oberen Hochterrassenschotter im Günztaal sedimentiert. Nach dem Abschmelzen des Illergletschers erfolgte im Eem auf der oberen Hochterrasse eine Bodenbildung im zuvor sedimentierten Rißlöß (Abb. 6, 1. fSBvt), während auf der unteren Hochterrasse sich dieser Boden im Hochterrassenschotter als Verwitterungslehme entwickelte (siehe RÖGNER et al. 1988: 64, Fig. 6).

Die Deckschichtenuntersuchungen im unteren Günztaal haben ergeben, daß entgegen LÖSCHER (1972, 1976) und LÖSCHER et al. (1979) glazifluviale Sedimente im unteren Günztaal sowohl in der Mindelzeit (Westen) als auch in der Rißeiszeit (Osten) abgelagert wurden. Die flächenhafte Kartierung der verschiedenen Löß-Deckschichten mittels des Peilstangenbohrgerätes erlaubte die Abgrenzung eines mindestens mindelzeitlichen und eines rißeiszeitlichen Schotters (siehe Abb. 8).

Danksagung

Der deutschen Forschungsgemeinschaft danken wir für die Sachmittelzuwendungen, ohne die die Geländearbeiten und die TL-Datierungen nicht hätten durchgeführt werden können. Der Leitung des Instituts für Bodenkunde der Landes-, Lehr- und Versuchsanstalt für Landwirtschaft, Weinbau und Gartenbau in Trier sei dafür gedankt, daß S. Miara die gesamten Laboruntersuchungen in den dortigen Laboratorien durchführen konnte.

Schriftenverzeichnis

- BENTE, B. & LÖSCHER, M. (1987): Sedimentologische und stratigraphische Untersuchungen an Lössen südlich Heidelberg. - Göttinger geogr. Abh., **84**: 9-17, 4 Abb.; Göttingen
- & SCHWEIZER, V. (1988): Zur Korngrößenverteilung in Lößprofilen aus dem westlichen Kraichgau (Baden-Württemberg). - Heidelberger geowiss. Abh., **20**: 5-19, 4 Abb., 2 Tab.; Heidelberg
- BIJUS, E. (1974): Abtragungs- und Bodenbildungsphasen im Rißlöß. - Eiszeitalter u. Gegenwart, **25**: 166-182, 6 Abb.; Öhringen (Rau)
- BLUDAU, W. (1995): Pollenanalytische Untersuchungen an interglazialen Sedimenten vom Fürmoos (Blatt 8025 Bad Wurzach/Oberschwaben) mit Anmerkungen zur Gliederung des Frühwürms. - Abh. Geol. L.-Amt Baden-Würt.; Freiburg i. Breisgau (im Druck)
- BRUNNACKER, K. (1957): Das Lößprofil von Kitzingen (Unterfranken). Ein Beitrag zur Chronologie des Paläolithikums. - Germania, **34**: 3-11, 3 Abb., 1 Tab.; Berlin
- (1958): Zur Parallelisierung des Jungpleistozäns in den Periglazialgebieten Bayerns und seiner östlichen Nachbarländer. - Geol. Jb., **76**: 129-150, 5 Abb., 3 Tab.; Hannover
- EBERL, B. (1930): Die Eiszeitenfolge im nördlichen Alpenvorlande. - VIII + 427 S., 10 Abb., 2 Taf., 1 Kl.; Augsburg (Filsler)
- GRAUL, H. (1952): Zur Gliederung der mittelpleistozänen Ablagerungen in Oberschwaben. - Eiszeitalter u. Gegenwart, **2**: 133-146, 4 Abb.; Öhringen (Rau)
- (1953): Zur Gliederung der Würmeiszeit im Illergebiet. - Geologica Bavarica, **18**: 13-48, 1 Profiltaf., 3 Abb.; München
- (1962): Eine Revision der pleistozänen Stratigraphie des schwäbischen Alpenvorlandes. - Peterm. geogr. Mitt., **106**: 253-271, 8 Fig.; Gotha
- (1968): Führer zur zweitägigen Exkursion im nördlichen Rheingletschergebiet August 1968. - Heidelberger geogr. Arb., **20**: 31-78, 6 Fig., 7 Kl., 2 Tab.; Heidelberg

- SCHAEFER, I. & WEIDENBACH, F. (1951): Quartärgeologische Exkursion durch die Riß-Lechplatte. - *Geologica Bavarica*, **6**: 91-117, 9 Abb.; München
- HABBE, K. A. & RÖGNER, K. (1989a): Bavarian Alpine Foreland between rivers Iller and Lech. - *Geoöko-Forum*, **1**: 181-222, 30 Fig., 6 Tab.; Darmstadt
- (1989b): The Pleistocene Iller glaciers and their outwash fields. - *Catena suppl.*, **15**: 311-328, 4 Abb.; Cremlingen
- HÄDRICH, F. (1970): Zur Anwendbarkeit einiger bodenkundlicher Untersuchungsmethoden in der paläopedologischen und quartärgeologischen Forschung unter besonderer Berücksichtigung der Untersuchung von Proben aus Lößaufschlüssen. - *Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br.*, **60**: 103-137, 3 Abb., 6 Tab.; Freiburg i. Breisgau
- JERZ, H.; STEPHAN, W.; STREIT, R. & WEINIG, H. (1975): Erläuterungen zur Geologischen Übersichtskarte des Iller-Mindel-Gebietes 1:100000. - *Bayer. Geol. L.-Amt*, **37** S., 1 Beil., München
- & WAGNER, R. (1978) (mit Beitr. von BADER, K.; SALGER, M.; SCHÜCH, M. & WEINIG, H.): Erläuterungen zu Blatt 7927 Amendingen. - *Geol. Kt. Bayern*, 1:25000, 20 Abb., 7 Tab., 4 Beil., München
- & DOPPLER, G. (1990), mit Beitr. von ROPPELT, TH. & ZÖLLER, L.: 9. Tagung des Arbeitskreises Paläoböden der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft. Paläoböden in Bayerisch Schwaben, Günzburg, 24.-26.5.1990. - *Bayer. Geol. L.-Amt*, 30 S.; München
- LÉGER, M. (1987): Micromorphologie de Loess et Paleosols intraloessique en Souabe et Baviere. - *Micromorphologie des Sols - Soil Micromorphology*, 611-618, 10 Fig., 1 Tab.; Paris
- LIEBEROTH, I. (1959): Beobachtungen im nordsächsischen Lößgebiet. - *Z. Pflanzenernähr., Düngung, Bodenkde.*, **86**: 141-155, 4 Abb., 2 Tab.; Weinheim
- LÖSCHER, M. (1972): Probleme der Quartärgeologie in der nördlichen Iller-Lech-Platte. - *Führer 16. wiss. Tagung DEUQUA 1972 Stuttgart-Hohenheim*, 22-25; Stuttgart
- (1976): Die präwürmzeitlichen Schotterablagerungen in der nördlichen Iller-Lech-Platte. - *Heidelberger geogr. Arb.*, **45**, XIV + 157 S., 26 Abb.; 4 Tab., 8 Taf., 11 Prof., 4 Kt.; Heidelberg
- & LÉGER, M. (1974): Probleme der Pleistozänstratigraphie in der nördlichen Iller-Lech-Platte. - *Heidelberger geogr. Arb.*, **40**: 59-76, 1 Kt., 4 Fig. (Hans Graul-Festschrift); Heidelberg
- SCHIES, A.; LÉGER, M. & DABELSTEIN, H.-J. (1979): Pedologische Untersuchungen in den Deckschichten des oberen Hochterrassenschotter im Günztal und ihre Aussagen für die Schotterstratigraphie in der Iller-Lech-Platte. - In: GRAUL, H. & LÖSCHER, M. (Hrsg.): *Sammlung quartärmorphologischer Studien II*, Heidelberg geogr. Arb., **49**: 179-193, 1 Kt., 5 Fig.; Heidelberg
- MIARA, S.; ZÖLLER, L.; RÖGNER, K. & ROUSSEAU, D.-D. (1996): Quartäraufschlüsse bei Baltringen/Riß und Gliederung des Riß-Komplexes - neue stratigraphische, pedologische und geochronologische Aspekte. - *Z. Geomorph. N. F.*, **40**, 2: 209-226, 5 Fig., 1 Tab.; Berlin, Stuttgart.
- PÉCSI, M. (1991): Problems of Loess Chronology. - *Geological Journal*, **24**, 2: 143-150, 2 Tab.; 2 Fig.; Dordrecht
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1901-09): *Die Alpen im Eiszeitalter*. - 3 Bde., 1199 S., 88 Abb., 1 Taf., 5 Kt., Leipzig (Tauchnitz)
- ROHDENBURG, H. & MEYER, B. (1979): Zur Feinstratigraphie und Paläopedologie des Jungpleistozäns nach Untersuchungen an Südniedersächsischen und Nordhessischen Lössprofilen. - *Landschafts- u. Landschaftsökologie*, **3**: 1-89, 25 Abb., 12 Tab.; Braunschweig
- RÖGNER, K.; LÖSCHER, M. & ZÖLLER, L. (1988): Stratigraphie, Paläogeographie und erste Thermolumineszenzdatierungen in der westlichen Iller-Lech-Platte (Nördliches Alpenvorland, Deutschland). - *Z. Geomorph., N. F., Suppl.-Bd.* **70**: 51-73, 9 Fig., 5 Tab.; Berlin, Stuttgart
- SEMMEI, A. (1968): Studium über den Verlauf jungpleistozäner Formung in Hessen. - *Frankfurter geogr. H.*, **45**, 133 S., 35 Abb., 2 Tab.; Frankfurt a. Main
- (1969): Bemerkungen zur Würmlößgliederung im Rhein-Main-Gebiet. - *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **97**: 395-399, 1 Abb.; Wiesbaden
- SINN, P. (1972): Zur Stratigraphie und Paläogeographie des Präwürm im mittleren und südlichen Illergletschervorland. - *Heidelberger geogr. Arb.*, **37**, XVI + 159 S., 21 Abb., 11 Tab., 13 Taf., 12 Prof., 5 Kt.; Heidelberg
- SCHÖNHALS, E.; ROHDENBURG, H. & SEMMEI, A. (1964): Ergebnisse neuerer Untersuchungen zur Würmlöß-Gliederung in Hessen. - *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **15**: 199-206, 1 Abb.; Öhringen (Rau)
- SCHWERTMANN, U. (1964): Differenzierung der Eisenoxide des Bodens durch Extraktion mit Ammoniumoxalat-Lösung. - *Z. Pflanzenernähr., Düngung, Bodenkde.*, **105**, H. 3: 194-202, 4 Tab.; Weinheim
- TURON, J.-L. (1984): Direct Land/Sea correlations in the last interglacial complex. - *Nature*, 6/1984, Vol. **309**: 673-676, 2 Fig.; London
- VAN VLIET-LANOE, B. (1989): Dynamics and extent of the weichselian permafrost in western Europe (Substage 5E to stage 1). - *Quaternary International*, Vol. **3/4**: 109-113, 2 Fig.; Oxford
- ZÖLLER, L. (1989): Geomorphologische und geologische Interpretation von Thermolumineszenz-Daten. - *Bayreuther geowiss. Arb.*, **14**: 103-112, 1 Abb., 1 Tab.; Bayreuth
- STREMMER, H. & WAGNER, G. A. (1988): Thermolumineszenz-Datierung an Löss-Paläoboden-Sequenzen von Nieder-, Mittel- und Oberhessen/Bundesrepublik Deutschland. - *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, **73**: 39-62, 3 Tab., 11 Abb.; Amsterdam

Manuskript eingegangen am 24.01.1995

Caliche-Bildungen auf Höheren Deckenschottern der Nordschweiz?

HANSRUEDI GRAF*)

Pleistocene, fluvio-glacial deposits, overbank deposits, Switzerland

Kurzfassung: Innerhalb der fluvio-glazialen Ablagerungen der Höheren Deckenschotter des Irchels (nördlicher Kanton Zürich, Schweiz) kommen stellenweise feinkörnige Hochflutablagerungen vor. Die Hochflutablagerungen und teilweise auch die Schotter in ihrem Liegenden enthalten Kalkausscheidungen von vielfältiger Form und Struktur. Wegen der speziellen Ausbildung und charakteristischen vertikalen Abfolge der einzelnen Typen von Ausscheidungen können diese Bildungen als Caliche gedeutet werden.

[Caliche on some Höhere Deckenschotter of northern Switzerland?]

Abstract: Within the fluvio-glacial deposits of the Höhere Deckenschotter of the Irchel (northern part of canton Zurich, Switzerland) fine-grained overbank deposits are preserved in a few places. The overbank deposits and sometimes also the gravels underneath contain calcium-carbonate-precipitates of various shapes and structures. Because of their special appearance and characteristic vertical succession these precipitates may be interpreted as caliche.

Einleitung

Die Ablagerungen der morphostratigraphischen Einheit der Höheren Deckenschotter der zentralen Nordschweiz wurden bisher mit der Günz-Vereinigung Süddeutschlands korreliert. Dies kann nach neueren Untersuchungen nicht länger aufrechterhalten werden. Es konnte aufgezeigt werden, daß die Höheren Deckenschotter mehrere Kalt-Warm-Zyklen umfassen, also gliederbar sind (GRAF 1993). Die einander teilweise überlagernden Schotterkörper entstanden im Zusammenhang mit Gletschervorstößen; es handelt sich dabei um grobklastische Sander-Ablagerungen vom Typ des Scott-River (MALL 1978). Die einzelnen Schotterkörper werden stellenweise durch Lagen oder Linsen feinkörniger Ablagerungen voneinander getrennt. Die feinkörnigen Bildungen werden als Hochflutablagerungen eines Flußsystems gedeutet. Sie und die Schotter in ihrem Liegenden enthalten häufig Kalkausscheidungen in vielfältiger Ausbildung.

Für die vorliegende Arbeit wurde der im Norden des Kantons Zürich gelegene Irchel (Abb. 1) als Studienobjekt gewählt, weil dort die stratigraphischen Ver-

*) Anschrift des Verfassers: HANSRUEDI GRAF, Kirchstrasse 157, CH-8214 Gächlingen

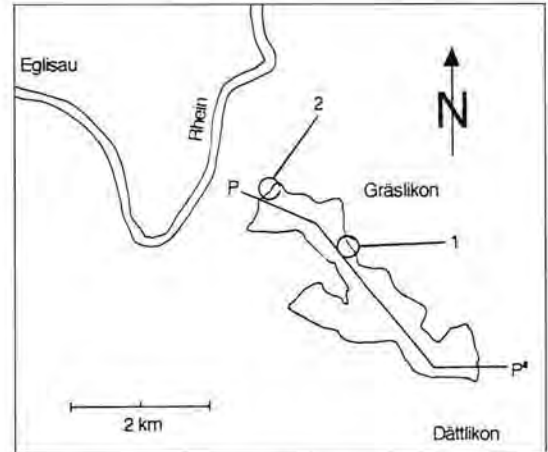


Abb. 1: Lage des Irchel im Norden des Kantons Zürich (Schweiz). P - P' Linie des geologischen Profils von Abbildung 2. (1: Kiesgrube Irchel-Ebni, 2: Kiesgrube Hochwacht).

Fig. 1: Location of the Irchel in the northern part of canton Zurich (Switzerland). P - P': position of the geological section from Fig. 2. (1: gravel pit Irchel-Ebni, 2: gravel pit Hochwacht).

hältnisse der Ablagerungen klar faßbar sind (Abb. 2). Anhand von zwei Beispielen wird die Ausbildung der untersuchten Sedimente verdeutlicht. Eine mögliche genetische Deutung der Kalkausscheidungen ist der Inhalt dieser Arbeit.

(Die 15stelligen Zahlenangaben bezeichnen die Koordinaten der schweizerischen Landeskarte und die Meereshöhe einer Lokalität.)

Kiesgrube Irchel-Ebni

Der Aufschluß Irchel-Ebni befindet sich am NE-Hang des Irchels in einer kleinen Kiesgrube (687.025 / 267.575 / 640), etwa 6 m über dem Kontakt zu den obermiozänen Molassesanden. Die basalen Schotter (= Untere Irchelschotter) beinhalten unten Blöcke alpiner Herkunft von bis zu einem Meter Durchmesser und werden nach oben hin immer feinkörniger. Zuerst herrschen grobe Sande vor. Diese Abfolge wird als Gletscherrückzugs-Sequenz gedeutet. In einer rinnenförmigen Vertiefung im Dach der Unteren Irchelschotter ist eine komplexe Abfolge von Sedi-

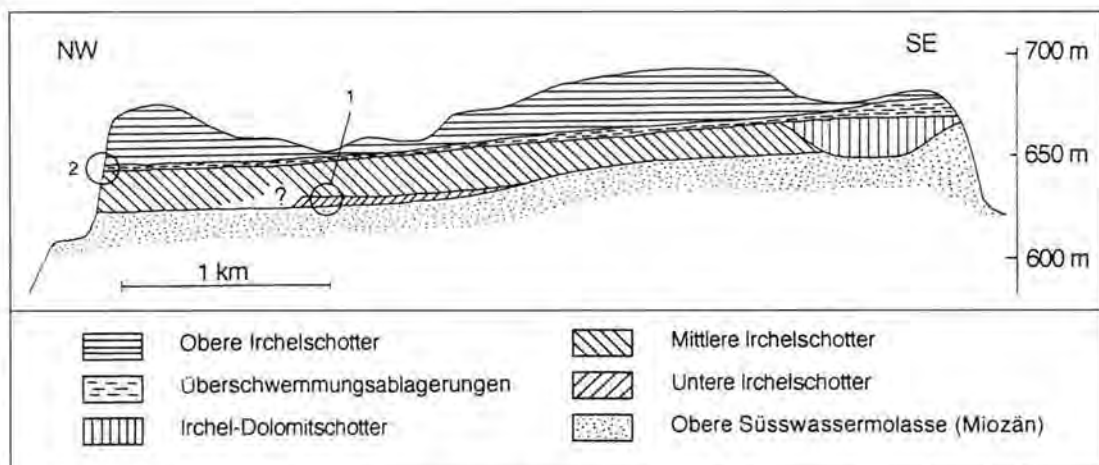


Abb. 2: Querschnitt durch die Höheren Deckenschotter des Irchel, stratigraphische Position der Aufschlüsse (1: Kiesgrube Irchel-Ebni, 2: Kiesgrube Hochwacht).

Fig. 2: Section through the Höhere Deckenschotter of the Irchel, stratigraphic position of the outcrops (1: gravel pit Irchel-Ebni, 2: gravel pit Hochwacht).

menten eingelagert (siehe unten). Sie wird von den fluvioglazialen Schottern des folgenden Gletschervorstoßes (= Mittlere Irchelschotter) überlagert (Abb. 3 und 4).

Die obersten 50 cm der Unteren Irchelschotter enthalten Kalkausscheidungen in verschiedener Ausbildung. Innerhalb der Kiese und Sande kommen ellipsoidische oder unregelmäßig gefomte, knollige

Konkretionen von hellgelblicher Färbung vor (Nodulae), wobei eine Größenzunahme gegen oben hin festzustellen ist. Zuweilen sind die Konkretionen so zahlreich, daß sie miteinander verschmelzen (Bienenwaben-Struktur). In den obersten 10–15 cm der Schotter, welche stark verfestigt sind, kommen zwischen den Geröllen laminierte Kalkausscheidungen vor, die sich teilweise parallel

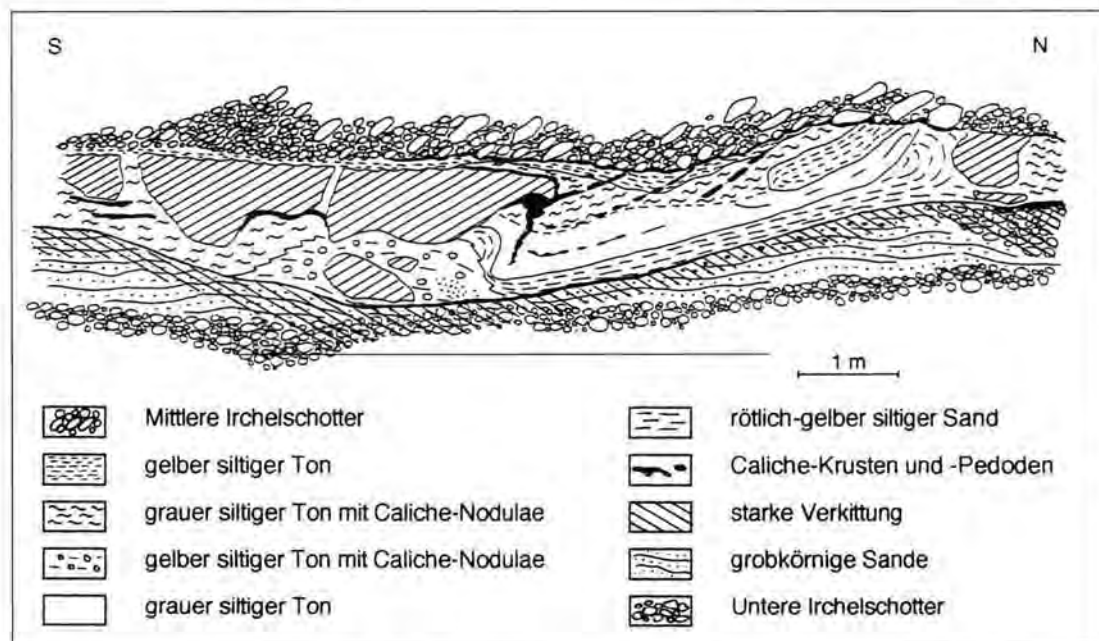


Abb. 3: Skizze der Kiesgrube Irchel-Ebni. Hochflutablagerungen in einer rinnenförmigen Vertiefung im Dach der Unteren Irchelschotter.

Fig. 3: Gravel pit Irchel-Ebni. Overbank deposits in a fluvial channel on top of the Lower Irchel Gravel.

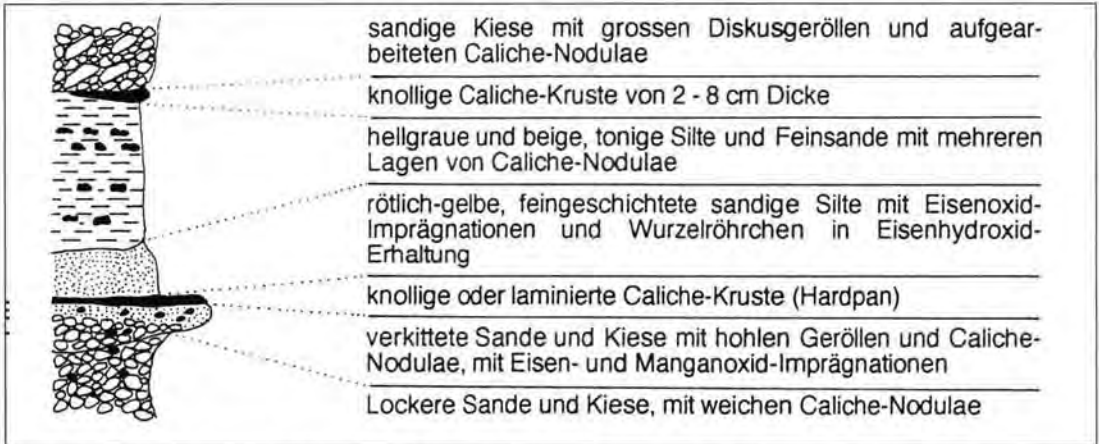


Abb. 4: Profil in der Kiesgrube Irchel-Ebni. Hochflutablagerungen mit Caliche-Bildungen überlagern den zementierten Horizont der Unteren Irchelschotter.

Fig. 4: Profile in the gravel pit Irchel-Ebni. Overbank deposits with caliche-nodulae overlying the hardpan of the Lower Irchel Gravel.

zur Oberfläche der einzelnen Gerölle bildeten, gegen oben hin aber zunehmend horizontal verlaufen (Abb. 5). Stellenweise beinhalten die Kalkausscheidungen isolierte, „schwebende“ Sandkörner. Die einzelnen Laminae sind selten mehr als einen Millimeter dick. Die Lamination wird durch die von fast weiss bis rötlich-gelb wechselnde Färbung der Laminae gut sichtbar. Auf dem zementierten Horizont kommen 10–15 cm durchmessende Kalkkonkretio-

nen mit rissartigen Hohlräumen vor, worin häufig Kalzitdrusen ausgebildet sind (Pedoden).

Die tonigen bis sandigen Ablagerungen innerhalb der rinnenförmigen Vertiefung (Abb. 3) sind feingeschichtet. Die untersten 30–40 cm sind sandig ausgebildet und enthalten zahlreiche kalzitische Wurzelröhrchen. Weiter oben, in den feinsandfreien Schichten kommen mehrere Lagen mit zum Teil zahlreichen Kalkkonkretionen (Nodulae) vor. In



Abb. 5: Angeschliffenes Handstück des zementierten Horizontes aus der Kiesgrube Irchel-Ebni. Laminierte Kalkausscheidungen zwischen den Geröllen. Hohle Gerölle mit sinterartigen Kalkfällungen im Innern.

Fig. 5: Polished sample from the hardpan of the gravel pit Irchel-Ebni. Laminated calcrete between the pebbles. Partially dissolved pebbles with calcrete precipitates inside.

diese feinkörnigen Ablagerungen sind grobe Schotter rinnenförmig eingelagert. Sie enthalten neben aufgearbeiteten Brocken der umgebenden Feinsedimente auch Bruchstücke der zementierten Lage der Unteren Irchelschotter, zum Teil mit zahlreichen Nodulae. Diese „Rinnenschotter“ sind verfestigt und teilweise von weißen Kalkausscheidungen umgeben. Die ursprüngliche Schichtung der Feinsedimente ist deformiert. Die Schichtstörungen wurden durch die Auflagerung der Schotter auf die damals wohl noch wassergesättigten Feinsedimente bewirkt, wobei die Schotter der Schwerkraft folgend in die weiche Umgebung einsanken und sie so deformierten. Den Abschluß der Sedimentabfolge innerhalb der Rinne bildet eine Lage aus bis zu 25 cm durchmessenden Kalkkonkretionen (meist Pedoden). In den überlagernden Mittleren Irchelschottern kommen solche Konkretionen als Aufarbeitungsprodukte vor.

Die zeitliche Abfolge der Entstehung der beschriebenen Ablagerungen ist wie folgt:

- Ablagerung der Unteren Irchelschotter (Gletscherrückzug)
- Entstehung der Kalkausscheidungen in ihrem Dach
- Ablagerung der Feinsedimente
- Ablagerung der Rinnenschotter mit teilweiser Aufarbeitung der Feinsedimente und der Unteren Irchelschotter
- Entstehung der Kalkausscheidungen in den Feinsedimenten und um die Rinnenschotter herum

- Ablagerung der Mittleren Irchelschotter mit Aufarbeitung von Kalkausscheidungen aus dem Liegenden (Gletschervorstoß)

Kiesgrube Hochwacht

Die Hochflutsedimente in der Kiesgrube Hochwacht (Abb. 6; 686.050 / 283.300 / 645) sind lithostratigraphisch jünger als die oben beschriebenen, denn dazwischen ist ein bis zu 25 m mächtiger, zweigliedriger Schotterkörper eingeschaltet (Mittlere Irchelschotter und Irchel Dolomitschotter; Abb. 2). Wie im Profil Irchel-Ebni sind auch hier die obersten 20–30 cm der liegenden Schotter (Mittlere Irchelschotter) intensiv zementiert. Die Feinsedimente führen mehrere Lagen mit Kalkkonkretionen. Stellenweise bilden diese sogar den Hauptanteil des Sedimentes. In den eher sandigen basalen Lagen der Feinsedimente kommen Lumbriciden-Baugänge und zahlreiche kleine Kalkkonkretionen vor, welche als Überreste von Lumbriciden zu deuten sind (vgl. BRÄM 1956).

Entlang der Steilhänge des Irchel ist die zementierte Lage der Schotter im Gelände klar zu erkennen. Darauf liegen durchwegs Abfolgen von Hochflutsedimenten, ähnlich den in Abbildung 6 dargestellten. Darin sind stellenweise feinkörnige Schotter eingeschaltet. Insgesamt ergibt sich so das Bild einer leicht nach NW geneigten, ausgedehnten Schwemmebene im Hangenden der Mittleren Irchelschotter und der Irchel-Dolomitschotter (Abb. 2), wobei die einge-

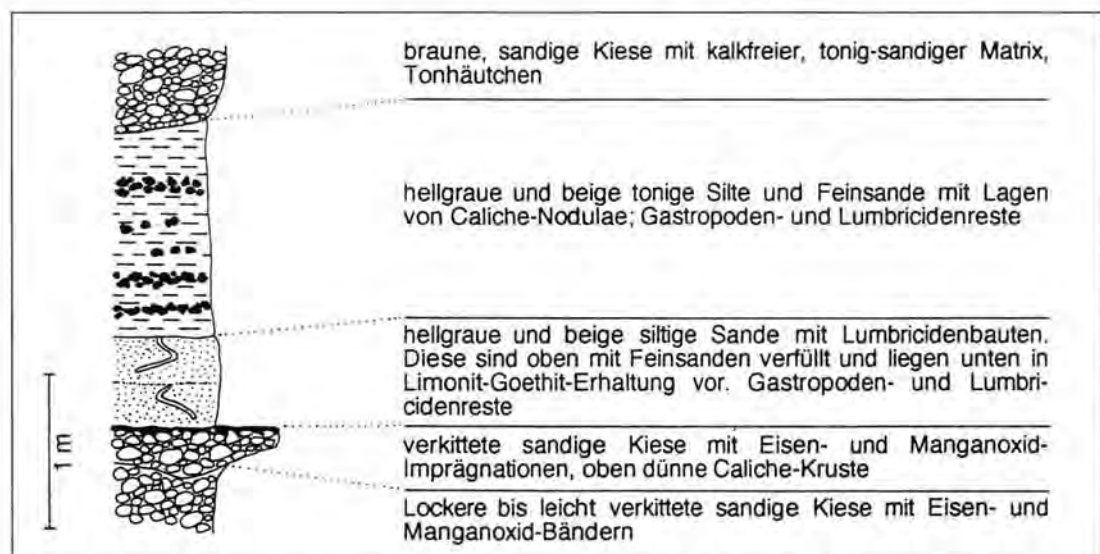


Abb. 6: Profil in der Kiesgrube Hochwacht. Hochflutablagerungen mit Caliche-Bildungen überlagern den zementierten Horizont der Mittleren Irchelschotter.

Fig. 6: Profile in the gravel pit Hochwacht. Overbank deposits with caliche-nodulae overlying the hardpan of the Intermediate Irchel Gravel.

schalteten feinkörnigen Schotter als die Ablagerungen der eigentlichen Flußrinnen zu deuten sind. In den Feinsedimenten konnten neben den erwähnten Lumbricidenresten und -baugängen auch verschiedentlich Gastropodenschalen gefunden werden. Die Fauna kann als zusammengeschwemmte Todesgemeinschaft gedeutet werden, wobei die nachgewiesenen Taxa auf ein warmes Paläoklima hindeuten (schriffl. Mitt. DR. H. TURNER, ROVIO, in GRAF 1993).

Genetische Deutung der Kalkausscheidungen

Kalkausscheidungen in den beschriebenen speziellen Ausbildungen kommen in Caliche-Profilen häufig vor. Die auftretenden Formen und Strukturen sind nachfolgend zusammengestellt (englische Bezeichnungen nach GOUDIE 1983, REEVES 1976):

Nodulae (nodular calcrete): weiche bis harte Kalkkonkretionen von ellipsoidischer Gestalt. Die Größe nimmt im Profil nach oben hin zu.

Bienenwaben-Struktur (honeycombe calcrete): zusammengewachsene Nodulae, steif bis hart, zum Teil mit Lücken, die von Matrixmaterial gefüllt sind.

Pedoden (pedodes): größere Konkretionen mit meist engen Hohlräumen (Risse), worin drusiger Kalzit an den Wänden vorkommt. Treten auch direkt auf zementierten Horizonten auf.

Zementierter Horizont (Hardpan): sehr harte, schichtartige Lage, die meist den oberen Abschluß eines Calicheprofils bildet.

Laminae (laminar calcrete): im Millimeter-Bereich laminierte Kalkkruste. Bildet sich auf einem zementierten Horizont, um Klüften und Nodulae herum sowie entlang von Klüften in der Caliche oder dem Muttergestein.

Schrumpfrisse (shrinkage cracks): bei fortschreitender Austrocknung treten innerhalb der Caliche Schrumpfrisse auf.

„schwebende Sandkörner“ (floating grains): einzelne Sandkörner, die in der Caliche-Matrix zu schweben scheinen.

Nur die Tatsache des Auftretens von Kalkausscheidungen, welche in ihrer speziellen Ausbildung auch in Caliche-Profilen vorkommen, genügt nicht für eine gesamthafte Interpretation als insitu-Bodenbildung, was ja durch den Begriff „Caliche“ impliziert wird (im englischen Sprachgebrauch wird der Begriff „calcrete“ für Kalkausscheidungen allgemein verwendet, während mit „caliche“ eine bestimmte Art pedogener Kalkausscheidungen bezeichnet wird). Entscheidend für eine Deutung als Caliche ist, daß eine charakteristische Horizontierung der Kalkausscheidungen aufgezeigt werden kann. Das ein-

drücklichste Beispiel einer solchen Horizontierung stellen die Bildungen im Dach der Unteren Irchelschotter im Aufschluß Irchel-Ebni dar (Abb. 4). Vergleichbare Abfolgen werden häufig als typische Caliche-Bildungen beschrieben (vgl. z.B. BLÜMEL 1981, GOUDIE 1983, MACHETTE 1985, REEVES 1976). In diesem Sinn können die beschriebenen Kalkausscheidungen vom Irchel als Caliche-Bildungen gedeutet werden.

Klimatische Interpretation

Mit dem Begriff Caliche wird eine bestimmte Art pedogener Kalkausscheidungen bezeichnet. Weil die Art eines entstehenden Bodens zu einem wichtigen Teil durch das herrschende Klima bestimmt wird, drängt sich der Versuch einer klimatischen Interpretation der auf dem Irchel festgestellten Kalkausscheidungen auf. Gemäß dem Prinzip des Aktualismus kann so in erster Näherung auf ein Klima geschlossen werden, welches in Gebieten herrscht, wo heute Caliche-Bildung stattfindet. Dies ist überwiegend in Gegenden der Fall, wo mediterranes oder semiarides Klima herrscht (GOUDIE 1983). Aus diesem Grund kann für die Zeit der Entstehung der Caliche-Bildungen auf dem Irchel von einem Klima ausgegangen werden, das mindestens während des Sommers (evtl. ganzjährig) durch trocken-warme Verhältnisse geprägt war.

Schlußbemerkungen

Es muß betont werden, daß die beschriebenen Kalkausscheidungen sich deutlich von Bildungen unterscheiden, welche häufig an der Grenzfläche von feinkörnigen Ablagerungen zu unterlagernden gröberen, d. h. poröseren Sedimenten vorkommen. Ihre Entstehung ist auf die Veränderung des physikalisch-chemischen Mikroklimas beim Übertritt des Sickerwassers in das liegende Gestein zurückzuführen, wobei dann der weiter oben im Profil gelöste Kalk ausfällt. Die so entstehenden Kalkausscheidungen sind meist von massiger Struktur. Auch eine Zementierung des porösen Substrates durch sparitischen Zement kann so entstehen. Möglicherweise ist die Verkittung der obersten 20–30 cm der Unteren Irchelschotter im Aufschluß Irchel-Ebni und ebenso die Verkittung der Mittleren Irchelschotter im Aufschluß Hochwacht so zu deuten.

Der Vollständigkeit halber sein erwähnt, daß in beiden dargestellten Profilen weitere Phänomene beobachtet werden können, welche auf pedogene Prozesse zurückzuführen sind. So sind die „Rinnenschotter“ im Aufschluß Irchel-Ebni oben stellenweise verwittert (Entkalkung, Toneinspülungen) und im zementierten Horizont der Unteren Irchelschotter

kommen durch Karbonatlösung ausgehöhlte Gerölle vor (Kalke und Dolomite). Innerhalb solcher Hohlräume können jüngere, massige oder sinterartige Kalkausscheidungen auftreten (Abb. 5). Diese Kalkfällungen sind möglicherweise auf den oben erwähnten Prozeß der Durchsickerung von feinkörnigem Material mit anschließendem Übertritt des Sickerwassers in ein poröses Medium zurückzuführen. Daneben sind im zementierten Horizont auch recht intensive Eisen- und Manganoxid-Imprägnationen zu beobachten. Die Mobilisation und anschließende Ausfällung von Eisen- und Manganverbindungen ist wiederum auf pedogene Prozesse zurückzuführen. Damit wird deutlich, daß das Paläoklima im Zeitraum zwischen der Ablagerung der Unteren und Mittleren Irchelschotter nicht ausschließlich trocken-warm war, sondern daß auch humide Zeitabschnitte vorkamen.

Danksagung

Mein herzlicher Dank gilt Herrn Prof. Dr. H. Rieber und Herrn H. Lanz (Paläontologisches Institut und Museum der Universität Zürich, Schweiz) für das Fotografieren des Handstückes von Abbildung 5.

Schriftenverzeichnis

- BLUMEL, W. D. (1981): Pedologische und geomorphologische Aspekte der Kalkkrustenbildung in Südwestafrika und Südostspanien – *Karlsruher geogr. Hefte*, **10**, 228 S., 51 Abb., 8 Karten, Karlsruhe.
- BRÄM, H. (1956): Was sind *Arion kinkeli* WENZ und *A. bochheimensis* WENZ? – *Eclogae geol. Helv.*, **49/2**: 593–598, 3 Abb.
- GOUDIE, A. S. (1983): Calcrete – in: GOUDIE, A. S. & PYE, K. (eds.): *Chemical sediments and geomorphology*: 93–131, 7 Fig., 3 Tab., London (Academic Press).
- GRAF, H. R. (1993): Die Deckenschotter der zentralen Nordschweiz – 217 S., 135 Abb., 16 Tab., Diss. ETH Zürich Nr. 10205.
- MACHETTE, M. N. (1985): Calcic soils of the southwestern United States – in: WEIDE, D. L. & SABER, M. L. (eds.): *Soils and quaternary geology of the southwestern United States* – *Geol. Soc. Amer. spec. Pap.*, **203**: 1–21, 4 Abb.
- MIALL, A. D. (1978): Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary – in: MIALL, A. D. (ed.): *Fluvial sedimentology* – *Canad. Soc. Petroleum-Geol., Mem.* **5**: 597–604, 1 Abb, 2 Tab.
- REEVES, C. C. (1976): Caliche: Origin, classification, morphology and uses – 233 S., 79 Fig., 13 Tab., Lubbock, Texas (Estacado Books).

Manuskript eingegangen am 17. 2. 1995

Das Mittelwürm in den Lössen Südmährens und seine paläolithischen Kulturen

KAREL VALOCH*

Upper Pleistocene, Middle Würm, Fossil soils, Micromorphology, Vegetation, ¹⁴C-Dating, Palaeolithic Southern Moravia

Kurzfassung: Ein mittelwürmzeitlicher Boden wurde in den Lössen Südmährens durch archäologische Grabungen an mehreren Stellen angetroffen und mikromorphologisch untersucht, so daß sein Bodentyp bestimmt werden konnte: er gehört in die Entwicklungsreihe von Pararendzinen zu Tschernosemen. Nach der Fundstelle, wo er erstmals gefunden wurde, ist er, - im Anschluß an die Arbeiten von HAESAERTS - als Bohunice-Boden benannt worden. Holz-anatomische und palynologische Analysen ermöglichten eine Rekonstruktion der Vegetation und des Klimas. Es überwog eine offene Landschaft mit verstreuten Baumgruppen, das Klima war kühl und mäßig feucht. Mehrere Radiocarbonaten belegen die Dauer des Mittelwürm-Interstadials zwischen 40 000 und 30 000 Jahren B. P. Zu jener Zeit erscheinen Übergangskulturen vom Mittel- zum Jungpaläolithikum (Bohunicien, Szeletien) sowie das früheste Jungpaläolithikum (Aurignacien).

[The Middle Würm in the loesses of Southern Moravia and its Palaeolithic cultures]

Abstract: Archaeological excavations at several sites in the loesses of Southern Moravia have revealed an Middle Würm Interstadial soil, classed by micromorphological analysis as between pararendzinas and Chernozems. This soil has been named Bohunice after the locality where it was first defined and in accordance with the works of HAESAERTS. Anthraconistic and palynologic analysis enabled a reconstruction of the vegetation and climate. The dominant landscape was open, with scattered groups of trees; the climate was cool and moderately wet. A number of radiocarbon dates relate to the period between 40 000 and 30 000 years B.P. At the time transitional cultures developed between the Middle and Upper Palaeolithic (Bohunician, Szeletian) and also the earliest Upper Palaeolithic culture (Aurignacian).

1 Einleitung

Der Zeitabschnitt der innerwürmzeitlichen Wärmeschwankung fesselte immer die Aufmerksamkeit nicht nur der Quartär-Geologen, sondern auch der Archäologen und Anthropologen, da man vermutet hatte, daß in dieser Periode das Mittelpaläolithikum durch das Jungpaläolithikum abgelöst wurde und damit der moderne Mensch - zumindest in Mitteleu-

ropa - erschien. Dementsprechend wurden alle Fragen der stratigraphischen Position und der Alters-einstufung dieser Schwankung heftig diskutiert, wovon eine umfangreiche Literatur Zeugnis ablegt. In den vergangenen Jahren wurden in den süd-mährischen Lössen neue Erkenntnisse gewonnen, die es rechtfertigen, eine auf historischem Hintergrund fußende Zusammenfassung vorzustellen.

2 Forschungsgeschichte

Die Aufteilung der Würmlösser durch eine „... in der großen Schwankung ...“ gebildete Verlehmungszone und die Einstufung des Frühaurignacien „... in die Rückzugsphase des ersten Hauptvorstoßes der letzten Eiszeit ...“ wurde wohl erstmals von SOERTEL (1919: 146 ff.) klar formuliert. Seither wurde die Zweiteilung der Würmlösser von einer Reihe mitteleuropäischer Forscher vertreten (Tabelle 1), obwohl die chronologische Position und der archäologische Inhalt der trennenden Schwankung im Vergleich zu SOERTEL (1919) und BAYER (1927) unterschiedlich verstanden wurden. Nicht mehr die „Aurignac-Schwankung“, sondern das Stillfried B und PK I bildeten nun die „Gravettien-Schwankung“.

Nach dem Kriege setzte sich unter dem Einfluß der neuen Konstruktion des Eiszeitalters von ZEUNER (1946 und folgende Herausgaben) eine Dreiteilung der Würmlösser durch („Soergel-Zeunersches System“ nach PROŠEK & LOŽEK 1954), die auch in den während des Krieges entstandenen, leider aber erst viel später post mortem erschienenen Arbeiten von LAIS (1951, 1954) vertreten wurde. Darin bekam das Würm 1/2 wieder den Sinn der „Aurignac-Schwankung“ und Würm 2/3 blieb die „Gravettien-Schwankung“ (PROŠEK & LOŽEK 1957, VALOCH & BORDES 1957) (Tabelle 2).

Eine wichtige Rolle für das Verständnis des Ablaufes der letzten Eiszeit nahm der Ziegeleiaufschluß von Unter-Wisternitz (Dolní Věstonice) ein, dessen Interpretation sich im Laufe der Zeit etwas wandelte (Tabelle 3). Eine Gleichstellung des neu definierten PK II mit dem ehemaligen Würm 1/2 schien jedoch aus archäologischer Sicht nicht annehmbar zu sein (VALOCH 1970).

*) Anschrift des Verfassers: Dr. K. VALOCH, Moravské Zemske Museum, Anthropos Institut, Zeiny trh 6, 65937 Brno, Czech Republik

Tab. 1: Verschiedene Interpretationen der zweigeteilten Würm-Eiszeit

Table 1: Various Interpretations of the Würm - Glacial consisting of two Parts.

	SOERGEL 1919	BAYER 1927	GÖTZINGER 1938	BRUNNACKER 1958, 1964	FINK 1964	KUKLA 1969
2. Vorstoß						
Schwankung		Aurignac- Schwankung (Gottweig)	Paudorf	Naßboden	Stillfried B PK I	
1. Vorstoß						

Tab. 2: Verschiedene Interpretationen der dreigeteilten Würm-Eiszeit

Table 2: Various Interpretations of the Würm - Glacial consisting of three Parts.

	ZEUNER 1952	LAIS 1951	WOLDSTEDT 1956, 1958	PROŠEK & LOŽEK 1954, 1957	MUSIL & VALOCH 1955, 1956	GROSS 1956, 1960	GROSS 1964
IG1 2/3		Würm 2/3	Würm 2/3	Würm 2/3	Würm 2/3	Paudorf	Paudorf
IG1 1/2		Würm 1/2	Würm 1/2	Würm 1/2	Würm 1/2	Göttweig	Interple- niglazial

Tab. 3: Verschiedene Interpretationen des Profils von Unter-Wisternitz

Table 3: Various Interpretations of the Profile in Dolní Věstonice

	LAIS 1954	ŽEBERA & PELÍŠEK in KNOR et al. 1953	BRANDTNER 1956	FINK 1964	KUKLA in KLIMA et al. 1962	KUKLA 1969
Würm 2/3		Würm 2/3	Paudorf	Stillfried B	Würm 2/3	PK I
Würm 1/2		Interglazial	Oberfellabrunn	Stillfried A	Würm, 1/2 Riss/Würm	PK II PK III

Zwei dicht nebeneinander liegende und in der Schichtenfolge identische Aufschlüsse in Modřice - ein alter, bereits verschütteter und ein neuer, noch im Abbau befindlicher, etwa 3 km südl. von Bohunice - wurden seinerzeit als typische Profile des Jungpleistozäns beschrieben (KUKLA & LOŽEK 1961). Im oberen Teil befanden sich zwei schwache Böden, die ursprünglich dem Würm 2/3 und Würm 1/2 zugewiesen (PELIŠEK 1949 und Photo Abb. 1 in PELIŠEK 1982, MUSIL & VALOCH & NEČESANÝ 1955, Profile M, N) und von KUKLA & LOŽEK zum PK I zusammengefaßt wurden.

Für den einstigen Begriff des Würm 1/2 ist von Bedeutung, daß damals dieser Boden als eine Schwarzerde (manchmal verdoppelt) beschrieben wurde

(z. B. PROŠEK & LOŽEK 1957). Für den Raum von Brünn und Wischau (Vyškov) wurden als Kennzeichen noch der oft im Liegenden des humosen Bodens befindliche braune B-Horizont und machmal auftretende, mit humosem Material ausgefüllte Eiskeile hinzugefügt (MUSIL & VALOCH 1955, 1956, 1957).

3 Neue Erkenntnisse

1969 begann man im Brüner Vorort Bohunice, unmittelbar am Westrand des durch die Arbeiten von KUKLA (1969) berühmt gewordenen Lößaufschlusses am Roten Berg (Červený kopec) einen Betrieb mit der dazugehörigen Straße zu bauen (s. Abb. 1)

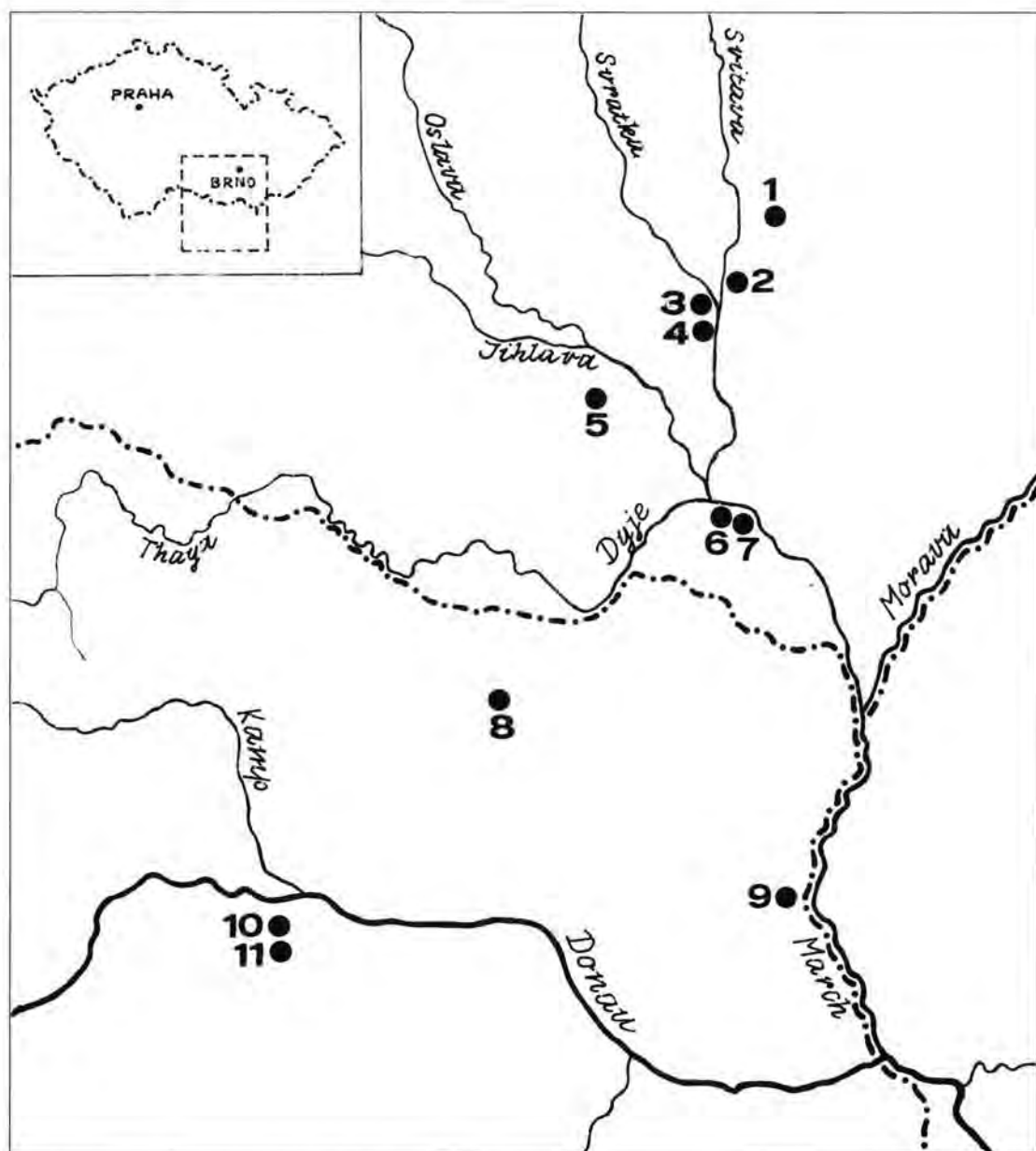


Abb. 1: Geographische Lage der im Text behandelten Lokalitäten

1 Wischauer Senke 2 Stránská skála 3 Bohunice und Aufschluß am Roten Berg 4 Modřice 5 Vedrovice 6 Unter-Wisternitz/Dolní Věstonice 7 Milovice 8 Oberfellabrunn 9 Stillfried 10 Göttweig 11 Paudorf

Fig. 1: The Geographic Situation of the Sites mentioned in the Text. 1 The Region of Vyskov 2 Stránská skála 3 Bohunice and the Loess Pit on the Červený kopec (Red Hill) 4 Modřice 5 Vedrovice 6 Dolní Věstonice 7 Milovice 8 Oberfellabrunn 9 Stillfried 10 Göttweig 11 Paudorf.

Schon bei den ersten Grabungsarbeiten kamen paläolithische Artefakte zutage, auf die uns unser Mitarbeiter Radomír KLÍMA aufmerksam gemacht hat. Mit seiner Hilfe haben wir dann über etwa drei Jahre hinweg die Grabungsarbeiten verfolgt und gelegentlich kleine Notgrabungen unternommen. Das Ergebnis war sehr zufriedenstellend. Wir gewannen eine Kollektion von einigen Tausend Arte-

fakten aus eindeutiger stratigraphischer Position im unteren Teil eines etwa 30 cm mächtigen braunen Bodens. Typologisch und technologisch handelte es sich um eine bisher unbekannte Industrie auf der Basis der Levallois-Technik mit vorwiegend klingenförmigen Grundprodukten und Levallois-Spitzen sowie mit einem dem Jungpaläolithikum entsprechendem Typenspektrum. Später wurde sie Bohunicien



Abb. 2: Bohunice - Roter Berg (Červený kopec), Westwand der Ziegeleigrube. Mittelwürmzeitlicher Boden mit Bohunicen-Artefakten befindet sich etwa 2 m tief unter der Oberfläche tiefer liegen ältere Bodenkomplexe. Beim Bau des Gebäudes wurde die frühjungpaläolithische Fundstelle entdeckt (Photo K. Valoch 1981).

Fig. 2: Bohunice - Red Hill, West Wall of the Loess Pit. Middle Würm Soil with the Bohunician Artefacts lying ca. 2 m under the Surface. Deeper there are elder soils. Where constructing the building the Early Upper Paleolithic Site was discovered.

benannt. Zusammen mit den Artefakten fand man häufig Holzkohle, die es ermöglichte, drei Radiocarbonaten von zwei Laboratorien zu erhalten, welche eine Überraschung brachten und die Bedeutung des Fundplatzes erkennen ließen. Sie bewegten sich zwischen 40 000 und 43 000 Jahren B.P. (VALOCH et al. 1976).

Inzwischen rückte der Lößabbau der Ziegelei bis an die neue Straße heran, und in der nun endgültigen Wand konnte man den in 1,5 - 2 m Tiefe verlaufenden fossilen Boden und dessen Beziehung zum tiefer liegenden PK III auf einer Länge von etwa 300 m verfolgen. Im Bereich der ehemaligen Baustelle wurden wieder zahlreiche Artefakte und Holzkohle geborgen (VALOCH 1982; s. Abb. 2).

1982 unternahm ich eine Notgrabung im östlichen Teil des langgezogenen Plateaus oberhalb der jurassischen Kalksteinklippe Stránská skála am Ostrand von Brünn (Fundstelle SS III/1), die von SVOBODA in unmittelbarer Nähe fortgesetzt wurde (SS III/2). Es handelte sich um artefaktreiche Ateliers des Bohunicen in derselben stratigraphischen Position wie in Bohunice und mit zwei einander fast identischen Radiocarbonaten. In den folgenden Jahren grub dann SVOBODA westlich von dieser Stelle und fand außer dem Bohunicen im oberen Teil jenes fossilen Bodens noch ein Aurignacien (Fundstellen SS IIIa, IIIb,

IIIa, II). Die Radiocarbonaten standen im Einklang mit jenen von Bohunice. Das Aurignacien ergab jüngere Daten (SVOBODA 1987 a, b, SVOBODA et al. 1991; s. Abb. 3).

Zur selben Zeit (1982-1983 und 1989) untersuchte ich eine Szeletien-Siedlung bei Vedrovice (Fundstelle V) etwa 30 km SW von Brünn an den Südosthängen des Kromauer Waldes (Krumlovský les). Die reiche und typische Industrie lag in derselben stratigraphischen Position wie das Bohunicen bei Brünn, die Radiocarbonaten erbrachten Werte zwischen 35 000 und 40 000 Jahren B.P. (VALOCH et al. 1993; s. Abb. 4).

Etwa 1 km östlich von Vedrovice V befindet sich die Lößwand einer ehemaligen Ziegeleigrube (Vedrovice II), in der eine ähnlich ausgeprägte Bodenbildung vorhanden ist. Zwar wurden aus dieser Bodenschicht keine Artefakte geborgen, es gibt jedoch Anzeichen dafür, daß in ihr Liegendes das auf angrenzenden Feldern gesammelte Frühaurignacien gehört (VALOCH et al. 1985). Auf einem höher und etwa 400 m nördlich liegendem Plateau gräbt seit drei Jahren OLIVA ein Aurignacien (Vedrovice Ia), dessen zwei Niveaus ebenfalls in einem ähnlichen Boden eingebettet sind (mündl. Mitt.).

In Milovice, unterhalb der Pollauer Berge (etwa 5 km SO von Unter-Wisternitz) fand OLIVA Aurigna-

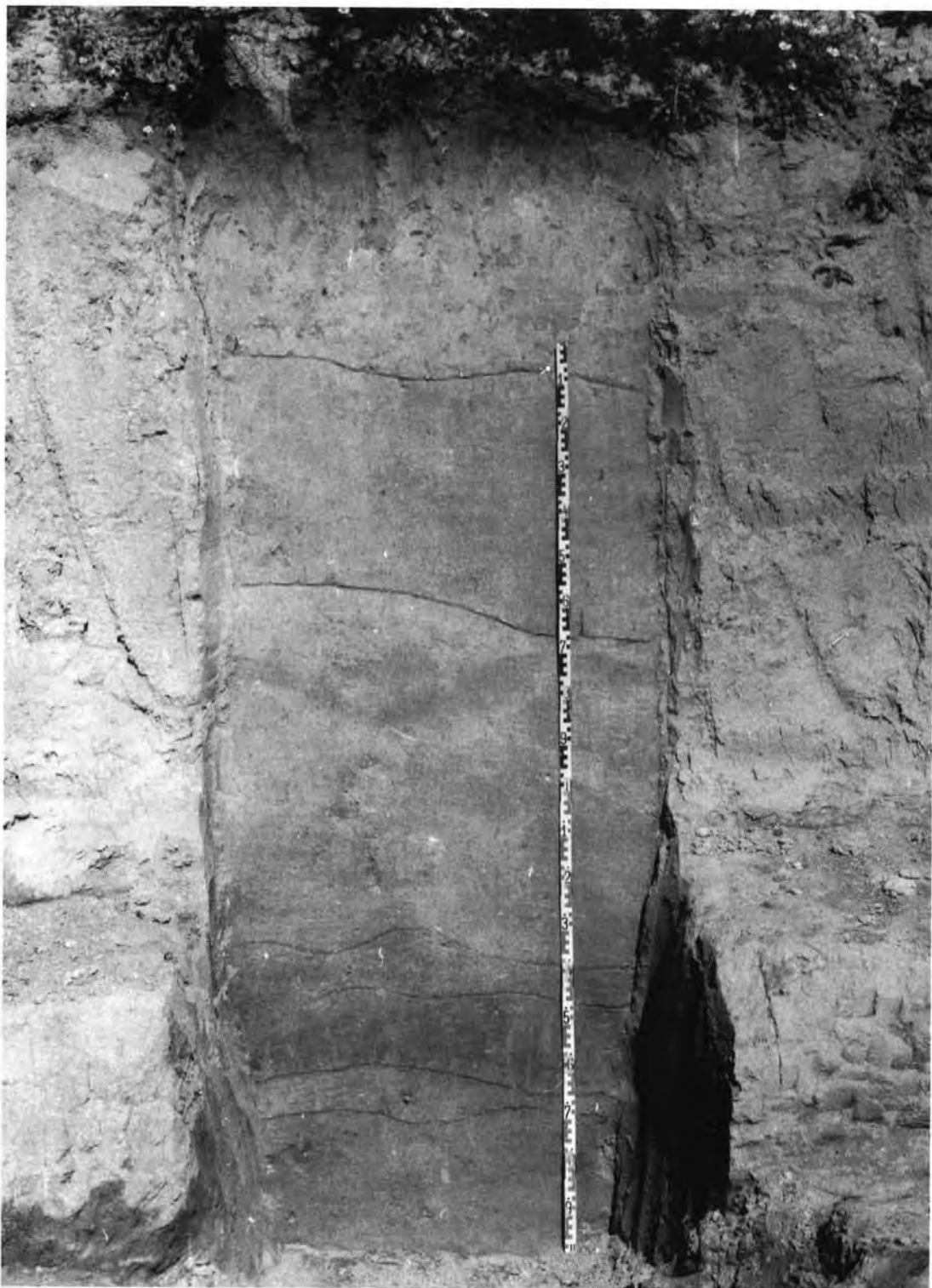


Abb. 3: Stránská skála III. Profil an der frühjungpaläolithischen Fundstelle. Zwischen 140 und 170 cm der gegliederte mittelwürmzeitliche Boden (Photo K. Valoch 1982).

Fig. 3: Stránská skála III. Profile on the Early Upper Paleolithic Site. The Doubled Middle Würm Soil is to be seen in the Depth between 140-170 cm.

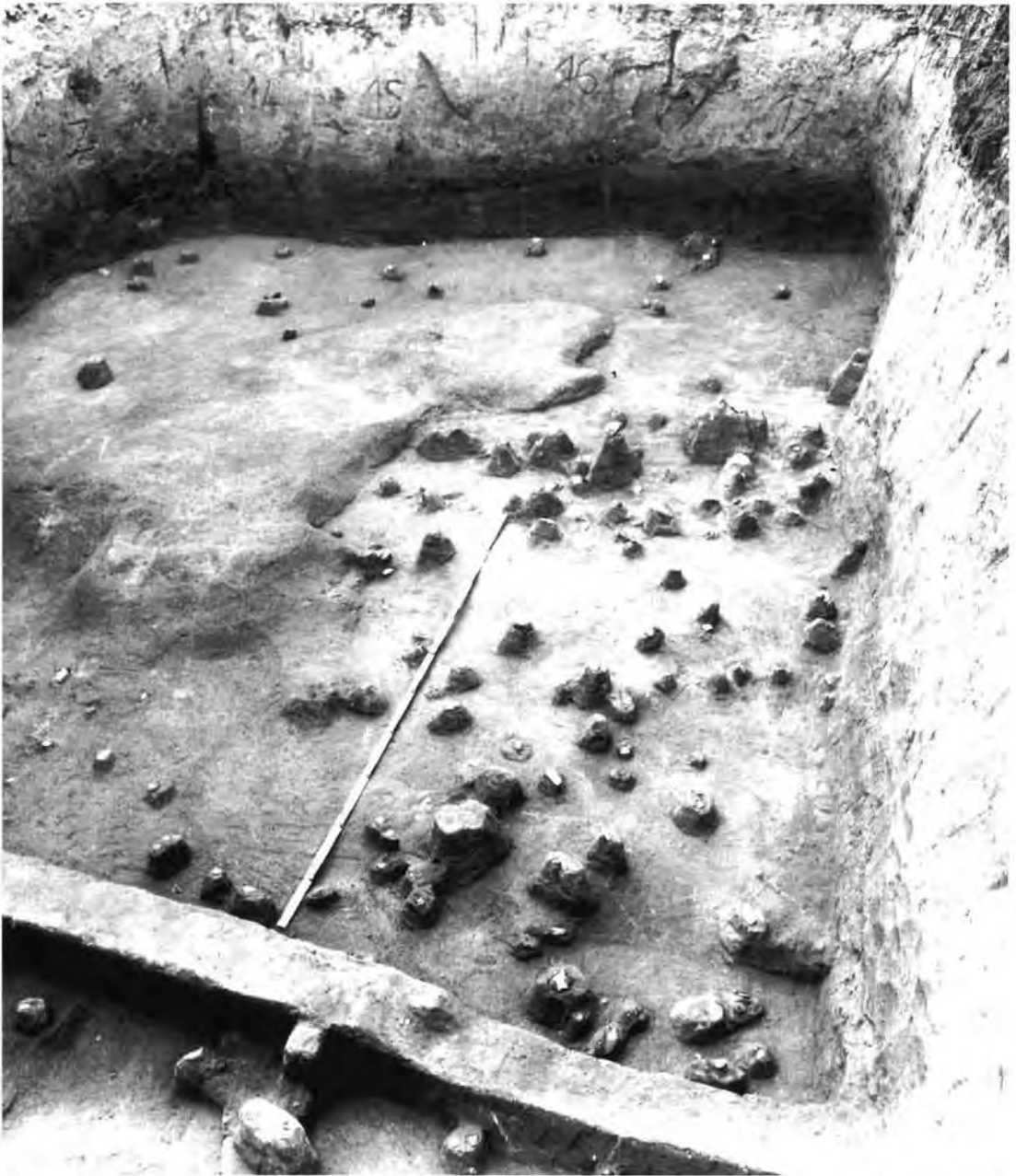


Abb. 4: Vedrovice V, Grabung 1989. Artefakte im unteren Teil des mittelwürmzeitlichen Bodens (Photo K. Valoch 1989).
 Fig. 4: Vedrovice V, Excavation 1989. Artefacts in Lower Part of the Middle Würm Soil.

cien-Artefakte in einem stark verflössenen und mit älterem Bodenmaterial vermutlich vermischtem Bodensediment, an dessen Holzkohle ein mit den übrigen Aurignacien-Daten vergleichbares Alter gemessen wurde (OLIVA 1989, SMOLÍKOVÁ Manuskript). An der Basis des Profils von Unter-Wisternitz II (Fundstelle der dreifachen Bestattung) befand sich ein durch einen Löß von der Kulturschicht abgetrennter Boden, der zwar nicht datiert, aber mikro-

morphologisch untersucht wurde und der ferner eine Malakofauna enthielt (SVOBODA ed. 1991). Man kann ihn wohl dem Boden von Milovice gleichsetzen (SMOLÍKOVÁ in SVOBODA ed. 1991). Die Bedeutung dieses durch Grabungen an mehreren Fundstellen im Raum von Brünn und an den Hängen des Kromauer Waldes festgestellten Bodens betonte HAESAERTS, der sowohl die Grabung in Vedrovice V als auch den Aufschluß am Roten Berg be-

sucht hatte, als er ihn zu einem nach dem Fundort Bohunice benannten Typus erklärte (HAESAERTS 1985, 1990 a, 1990 b; Abb. 11).

4 Charakteristik des Bohunice-Bodens

Stratigraphische Position. Auf allen genannten Fundorten ist der Boden durch den jüngsten, etwa 1 - 2 m mächtigen Löß bedeckt, in dem keine echte Bodenbildung mehr zu sehen ist. Nur in Vedrovice II liegt er nahe unter der Geländeoberfläche und streicht gegen den Hang auf die heutige Oberfläche aus. In Vedrovice V und in Bohunice konnte man im Löß ein durch Färbung, Kalkgehalt und Textur sich ein wenig unterscheidendes Band feststellen.

Im Liegenden des Bodens gibt es bis 4 m Löß, welcher in Vedrovice V durch mehrere sandige, in Vedrovice II durch lichtbraune Bänder gegliedert ist. Am Roten Berg keilt dieser Löß, entsprechend der Morphologie des Untergrundes, an einer Stelle aus, so daß der beschriebene Boden mit Resten des auf dieser höchsten Stelle ebenfalls denudierten eemzeitlichen PK III in Berührung kam.

Mikromorphologie. Bodenproben von Bohunice, Stránská skála III und IIIa, Vedrovice V und II wurden von SMOLÍKOVÁ mikromorphologisch untersucht. Als Zusammenfassung ihrer fünf Studien kann man folgende Charakteristika wiedergeben (SMOLÍKOVÁ in VALOCH et al. 1976, 1985, 1993; in CZUDEK et al. 1991, SMOLÍKOVÁ in Vorbereitung): Ein stark karbonathaltiger Löß bildet das Substrat des Bodens. Er weist ausgeprägte Spuren kryogener Prozesse auf. Er stellt den C-Horizont des Bodens dar. Im Löß gibt es zahlreiche koprogene Elemente von Regenwürmern.

Der Übergang vom Löß zum Boden vollzieht sich allmählich; Spuren biogener Tätigkeit sind ebenfalls vorhanden. Der untere Teil des Bodens ist sattbraun, an der Grundmasse ist eine deutliche mosaikartige Färbung zu sehen, die durch Pseudogleykonkretionen verursacht wurde. Es kommen zahlreiche Kalzit-rhomboeder vor. In der Grundmasse kann man zwei Aggregattypen unterscheiden: koprogene und scharfkantig begrenzte, durch mechanische Störungen bedingte Elemente.

Die Grenze zwischen dem unteren und oberen Teil ist scharf. Den oberen Teil bildet ein braungrauer humoser A-Horizont. Er hat mit dem liegenden Pseudogley übereinstimmende mikromorphologische Kennzeichen sowie eine äquivalente mineralogische und granulometrische Zusammensetzung, unterscheidet sich jedoch erheblich durch das Gefüge und den Humusanteil. Vereinzelt kommen kleine Braunlehmkonkretionen vor, sekundäre Kalkanreicherung ist durch Kalzit-rhomboeder, -nadeln und amorphe Säume an den Leitbahnen dokumentiert.

Der Übergang zum hangenden Löß ist meist fließend.

Typologisch gehört dieser Boden in die Reihe der Böden zwischen Pararendzinen und Tschernosemen, man kann ihn als das jüngste Glied der Tschernosem-Reihe des PK II betrachten; seine Zugehörigkeit zum PK I (Stüllfried B) ist weniger wahrscheinlich.

Vegetation: Holzkohlen von Bohunice, Vedrovice V und Stránská skála III hat OPRAVIL, jene von Stránská skála IIIa, IIa und II KYNCL bestimmt. Palynologische Analysen führte SVOBODOVÁ an Proben von Bohunice, Stránská skála III, IIIa und II durch. Zusammenfassend kann man sagen, daß sowohl im Brünnner Talkessel als auch auf den Hängen des Kromauer Waldes eine offene Landschaft mit verstreuten Baumgruppen herrschte. Bei den Holzkohlen ist am häufigsten die Tanne vertreten, an zweiter Stelle die Fichte, dann die Kiefer und vereinzelt Laubbäume (Bergahorn, Esche, Eberesche, Ulme). Durch Pollen ist noch die Anwesenheit von Birke, Weide und Hasel belegt. Im Pollenspektrum überwiegen deutlich Kräuter über Baumpollen, häufig vertreten sind *Asteraceae Lig. et Tub.*, *Chenopodiaceae*, *Cyperaceae* und Gräser.

Aufgrund der Holzkohleanalysen kann man das Klima als kühl und mäßig feucht mit Jahresdurchschnittstemperaturen um +2° bis +3° an den Hängen des Kromauer Waldes und um etwa 1° höher im Raum von Brünn betrachten (OPRAVIL in VALOCH et al. 1976, 1993, SVOBODOVÁ in SVOBODA 1987 a, b).

Fauna. Die Erhaltungsbedingungen für organische Reste waren in diesem Boden sehr schlecht. Mit ganz geringen Ausnahmen fielen die Knochen den chemischen Prozessen während der Bodenbildung zum Opfer. Auch Mollusken sind kaum erhalten geblieben; die wenigen wurden von KOVANDA und LOŽEK bestimmt.

Folgende Mollusken wurden gefunden: *Arianta arbustorum alpicola*, *Carychium* sp. juv., *Cepaea vindobonensis*, *Chrondrula tridens*, *Helicopsis striata*, *Pupilla loessica* (häufig in Unter-Wisternitz II), *P. muscorum*, *P. sterri*, *P. triplicata*, *Succinea oblonga + elongata*, *Trichia hispida*, *Vallonia costata*, *V. pulchella*, *V. tenuilabris* (häufig in Unter-Wisternitz II). Die meisten stammen von Stránská skála IIa und von Unter-Wisternitz II (KOVANDA in VALOCH et al. 1976, 1993, in SVOBODA ed. 1991, LOŽEK in SVOBODA et al. 1991) und gehören wahrscheinlich in den oberen Teil des Bodens.

Tierreste beschränken sich faktisch auf Pferde Zähne und Knochenfragmente, die (wie z. B. in Vedrovice V) meist an der Basis des Bodens schon in Berührung mit dem liegenden Löß eingebettet waren. Eine größere Pferdezahnkollektion stammt von Bohunice, die MUSIL (in VALOCH et al. 1976) genau untersucht hat. Außer Pferderesten gibt es nur von

Tab. 4: Radiocarbon daten paläolithischer Fundstellen aus dem Mittelwürm

Table 4: Radiocarbon Dates of the Paleolithic Sites of the Middle Würm Period.

Fundstelle	Bohunicien B.P.	Szeletien B.P.	Aurignacien B.P.	Labor-Nr.
Bohunice	42900 +1700 - 1400			GrN-6165
	41400 +1400 - 1200			GrN-6802
	40173 ± 1200			Q-1044
Stránská skála IIIa	41300 +3100 - 2200			GrN-12606
III ₁	38200 ± 1100			GrN-12297
III ₂	38500 +1400 - 1200			GrN-12298
Vedrovice V		39500 ± 1100		GrN-12375
		37650 ± 650		GrN-12374
		37600 ± 800		GrN-15514
		35150 ± 650		GrN-15513
		> 39500		GrN-19105
(?)		47250 +3700 - 2500		GrN-19106
(kontaminiert?)		30170 ± 300		GrN-17261
Stránská skála IIIb			32600 +1700 - 1400	GrN-16910
IIa			32350 ± 900	GrN-14829
IIIa			30980 ± 360	GrN-12605
Höhle Pod hradem			33300 ± 1100	GrN-848
			29400 ± 230	GrN-1735
Humus			33100 ± 530	GrN-1724
verbrannte Knochen			28200 ± 220	GrN-1751
Milovice			29200 ± 950	GrN-14826

Stránská skála III einen kleinen Span eines Mammutstoßzahns.

Archäologie. Die Fundstelle in Bohunice wurde zur Patenstation einer in Mitteleuropa bis dahin unbekanntem Industrie, welche man als Übergangsstufe vom mittleren zum jüngeren Paläolithikum betrachten kann. Sie ist nach dem Prinzip einer klingenerzeugenden Levallois-Technik aufgebaut und hat ein im Grunde jungpaläolithisches Typenspek-

trum. Analogien gibt es namentlich in der Negev-Wüste in Israel.

Als fast ausschließliches Rohmaterial dienten Hornsteinknollen aus dem jurassischen Kalkstein von Stránská skála, wo am Plateau zahlreiche Ateliers festgestellt wurden.

Die zweite in Mähren weit verbreitete Übergangsinindustrie ist das Szeletien, dessen Siedlungsplatz in Vedrovice V erstmals in Mähren gegraben wurde.

An den oberen Teil des verfolgten Bodenkomplexes ist auch das Aurignacien von Stránská skála IIIa, IIa und II, Vedrovice Ia und Milovice gebunden.

Radiocarbon daten. Es wurde eine größere Anzahl von Radiocarbonmessungen fast ausschließlich an Holzkohlen durchgeführt, die in Tabelle 4 zusammengestellt sind.

Paläomagnetische Messungen. In Vedrovice V und II hat Kočí Messungen im Löß unterhalb des Bodens vorgenommen. Beide Kurven sind nahezu identisch und mit dem am altwürmzeitlichen Löß von Wallertheim erzielten Ergebnis vergleichbar (Kočí in VALOCH et al. 1993).

5 Schlußfolgerungen

In den Lössen im Raum von Brünn und an den Südosthängen des Kromauer Waldes in SW-Mähren konnte ein Boden festgestellt werden, der genetisch in die Reihe zwischen Pararendzinen und Tschernosemen gehört und einen Pseudogley als Unterboden hat. Stratigraphisch ist er meist durch einen mächtigen Löß, den man dem Altwürm (Pleniglazial A) zuweisen kann, vom PK III + II des Stillfried A-Komplexes (Eem + Frühwürm) getrennt. An den untersuchten Lokalitäten wurde in seinem Hangenden kein weiterer dem typischen Stillfried B entsprechender Boden festgestellt. Es ist eine im Mittelwürm entstandene Bildung. Zu jener Zeit gab es hier eine offene kräuterreiche Steppenlandschaft mit verstreuten, vorwiegend durch Tannen und Fichten gebildeten Baumgruppen, in denen auch einzelne Laubbäume wuchsen. Das Klima war vermutlich kühl und mäßig feucht. In dieser Zeit tauchten in hiesiger Gegend Übergangskulturen vom Mittel zum Jungpaläolithikum auf, ein wenig später auch das Aurignacien mit dem modernen Menschen.

Dieser Boden entspricht sowohl im stratigraphischen als auch im archäologischen Sinne dem ursprünglichen „Würm 1/2“, der „Aurignac-Schwankung“. In Anschluß an die nordeuropäische Würm-Gliederung könnte man aufgrund der Radiocarbon daten den älteren Abschnitt (zwischen 40 000 und 35 000 B. P.) mit Hengelo, den jüngeren (um 30 000 B. P.) mit Denekamp vergleichen.

Zu erwägen bleibt allerdings, daß die frühesten Daten vor 40 000 B.P. möglicherweise mit dem Lößsubstrat zusammenhängen, das heißt, daß sich die ersten Menschen noch zur Zeit der Lössanwehung angesiedelt haben, die folgende Bodenbildung überprägte jedoch die oberste Lössschicht. Dafür würden die wenigen am Kontakt mit dem Löß erhaltenen Knochen zeugen.

6 Diskussion

Einige weitere Fragen bleiben jedoch offen. So scheint der Bohunice-Boden in den Profilen vom

Typus Stillfried A (z. B. Unter-Wisternitz-Ziegelei) zu fehlen, denn dort ist der hangende Löß nur durch den blassen Stillfried B-Boden (mit Kulturschicht) gegliedert. Daß diese beiden Böden (Bohunice und Stillfried B) nicht verwechselbar sind, beweisen nicht nur die grundsätzlich unterschiedlichen radiometrischen Daten, sondern auch der viel intensivere pedogenetische Prozeß, der im Bohunice-Boden alle Knochen zerstört hat, wogegen sie in Unter-Wisternitz gut erhalten geblieben sind.

Da auf diesen Profilen mit der typischen Stillfried A-Entwicklung das System von KUKLA aufgebaut worden war, erklärt sich dadurch die Abwesenheit eines Äquivalents des damaligen Würm 1/2, denn wie gezeigt wurde, kann PK II nicht als solches betrachtet werden.

Betreffs Modřice scheint es heute im Vergleich mit dem Profil von Bohunice (Roter Berg) wahrscheinlicher zu sein, daß der obere „Würm 2/3“-Boden in Wirklichkeit der Bohunice-Boden ist (daraus stammt ein atypisches Artefakt) und der „Würm 1/2“ einem Denudationsrest des PK III entspricht. In beiden Fällen, am Roten Berg und in Modřice, befindet sich unterhalb des PK III-Restes ein intensiv ausgebildeter, durch Solifluktion gebänderter Ca-Horizont. Der tiefer liegende verdoppelte Bodenkomplex (je ein humoser Boden mit einer Parabraunerde) gehört dann einem bereits mittelpleistozänen Interglazial (PK IV?) und repräsentiert nicht das „typische PK III + II“, wie angenommen wurde.

Ein Problem bilden die einst als „Würm 1/2“ klassifizierten humosen Schwarzerden, z. B. im Raum der Wischauer Senke. Fast in allen Aufschlüssen konnte dort so ein humoser Boden mit einem braunen Unterboden festgestellt werden, der hangende Löß war nicht überall durch ein Band von unterschiedlich brauner Farbe gegliedert. Da man die humosen Böden kaum als Äquivalent von Bohunice betrachten kann, müßte es sich überall um das nur durch einen humosen Boden vertretene PK II handeln, dem meist das PK III das Liegende bildet. Der hangende schwache braune Boden müßte dann Bohunice entsprechen, wogegen die blasser Stillfried B-Bildung im ganzen Raum fehlen würde. Dies zu entscheiden wird wohl kaum je möglich sein, da die seinerzeit beschriebenen Aufschlüsse (MUSIL & VALOCH 1956, 1957) kaum noch existieren.

7 Schlußbetrachtung

Für den engen Raum Südmährens konnte ein im Mittelwürm entstandener Boden an mehreren Lokalitäten nachgewiesen und gut dokumentiert werden. Im Anschluß an HAESAERTS kann man ihn als Bohunice bezeichnen. Seine Verbreitung bzw. seine Beziehung zu altersgleichen Bodenbildungen in anderen Regionen bleibt zu untersuchen. Es scheint, daß es

im südmährisch/niederösterreichischen Raum zwei Typen von jungpleistozänen Profilen gibt: einen vom Typus Unter-Wisternitz mit PK III + II (Stillfried A) und PK I (Stillfried B) ohne Bohunice und einen mit Bohunice, aber ohne PK I. Der erste dürfte auf die flachere zentrale Region, der zweite auf das mehr gegliederte, zu dem höheren Hügelland aufsteigende Randgebiet beschränkt zu sein.

8 Schriftenverzeichnis

- Bayer, J. (1927): Der Mensch im Eiszeitalter. 452 S., 22 Abb., 1 Faltaf. Leipzig u. Wien (Deuticke).
- BRANDTNER, F. (1956): Lössstratigraphie und paläolithische Kulturabfolge in Niederösterreich und den angrenzenden Gebieten. *Eiszeitalter u. Gegenwart* 7: 49-77, 9 Abb. Öhringen.
- BRUNNACKER, K. (1958): Zur Parallelisierung des Jungpleistozäns in den Periglazialgebieten Bayerns und seiner östlichen Nachbarländer. *Geol. Jhrb.* 76: 129-150, 5 Abb., 3 Tab., Hannover.
- (1964): Die Würm-Eiszeit in Bayern im Lichte der Lössforschung. *Res. of the VI Int. Congr. on Quaternary, Warszawa 1961*, S. 441-449, 4 Abb. Łódź 1064 (P.W.N.).
- CZUDEK, T. & SMOLÍKOVÁ, L. & SVOBODA, J. (1991): Profil III a na Stránské skále v Brně. *Anthropozoikum N. S.* 20: 203-223, 4 Abb., VI Taf. Praha.
- FINK, J. (1964): Die Gliederung der Würmeiszeit in Österreich. *Res. of the VI Int. Congr. on Quaternary, Warszawa 1961*, S. 451-462, 1 Abb. Łódź 1964 (P.W.N.).
- GÖTZINGER, G. (1938): Das Quartär im österreichischen Alpenvorland. *Verh. III. Int. Quartär-Konf.*, Wien 1936, S. 51-56, 1 Abb. Wien (Geol. Landesanstalt).
- GROSS, H. (1956): Das Göttinger Interstadial, ein zweiter Leithorizont der letzten Vereisung. *Eiszeitalter u. Gegenwart* 7: 87-101, Öhringen.
- (1960): Die Bedeutung des Göttinger Interstadials im Ablauf der Würm-Eiszeit. *Eiszeitalter u. Gegenwart* 11: 99-106, Öhringen.
- (1964): Das Mittelwürm in Mitteleuropa und angrenzenden Gebieten. *Eiszeitalter u. Gegenwart* 15: 187-198, 1 Abb., Öhringen.
- HAESAERTS, P. (1985): Les loess du Pléistocène supérieur en Belgique. *Comparaison avec les séquences d'Europe Centrale*. *Bull. A.F.E.Q.* 22: 105-115, 4 Abb., 1 Tabl., Paris.
- (1990 a): Nouvelles recherches au gisement de Willendorf (Basse Autriche). *Bull. Inst. R. Sc. Nat. Belg., Sc. Terre*, 60: 203-218, 7 Abb., 2 Tab., Bruxelles.
- (1990 b): Stratigraphy of the Grubgraben Loess Sequence. In: *The Epigravettian Site of Grubgraben (Austria): the 1986-1987 Excavations*. *E.R.A.U.L.* 40: 15-35, 11 Abb., Liège.
- KLÍMA, B. & KUKLA, J. & LOŽEK, V. & de VRIES, H. (1962): Stratigraphie des Pleistozäns und Alter des paläolithischen Rastplatzes in der Ziegelei von Dolní Věstonice (Unter-Wisternitz). *Anthropozoikum* 11: 93-145, 1961; 19 Abb., 9 Taf., Praha.
- KNOR, A. & LOŽEK, V. & PELIŠEK, J. & ŽEBERA, K. (1953): Dolní Věstonice. Výzkum tábořiště lovců mamutů v letech 1945-1947. 87 S., 32 Abb., 13 Taf., 2 Pläne. *Monumenta Archaeologica II*, Praha (NČSAV).
- KOČI, A. (1993): Paläomagnetische Untersuchungen in Vedrovice. In: K. VALOCH et al., S. 75-76, 1 Abb.
- KOVANDA, J. (1976): Malakozoologische Funde. In: K. VALOCH et al., S. 75.
- (1991): Mollusc from the section with the skeleton of Upper Palaeolithic Man at Dolní Věstonice. In: SVOBODA, J., ed. S. 89-91, 1 Abb., 1 Tab.
- KUKLA, J. (1969): Die zyklische Entwicklung und die absolute Datierung der Löss-Serien. In: DEMEK, J.; KUKLA, J. (Hrsg.) *Periglazialzone, Löß und Paläolithikum der Tschechoslowakei*, S. 75-96, 6 Abb., Brno (Geogr. Inst. AV).
- KUKLA, J. & LOŽEK, V. (1961): Loesses and related deposits. In: *Quaternary deposits of Czechoslovakia*, VI Int. Congr. INQUA, Prace Inst. Geol. 34: 11-28, 14 Abb., Warszawa (Wyd. Geol.).
- LAIS, R. (1951): Über die jüngeren Lössen in Niederösterreich, Mähren und Böhmen. *Ber. Naturforsch. Ges. Freiburg i. Br.* 41: 2, S. 119-178, 10 Taf., Freiburg i. Br.
- (1954): Über den Löss von Unterwisternitz (Mähren). *Palaeohistoria* 2: 135-173, 6 Abb., Groningen.
- LOŽEK, V. (1964): Mittel- und jungpleistozäne Löss-Serien in der Tschechoslowakei und ihre Bedeutung für die Löss-Stratigraphie Mitteleuropas. *Res. of the VI Int. Congr. on Quaternary, Warszawa 1961*, S. 525-549, 7 Tab., 6 Taf. Łódź (P.W.N.).
- (1991): Rozbor malakofauny z polohy 4. In: J. SVOBODA et al., S. 8.
- MUSIL, R. (1976): Pferdefunde aus der Zeit zwischen dem Alt- und Mittelwürm. In: K. VALOCH et al., S. 76-83, 1 Abb., 1 Tab.
- MUSIL, R. & VALOCH, K. (1955): Über die Erforschung der Lössen in der Umgebung von Brünn (Brno) in Mähren. *Eiszeitalter u. Gegenwart* 6: 148-151, Öhringen.
- (1956): Spraše Vyškovského úvalu. *Práce Brn. zálk. ČSAV* 28: 6, S. 263-307, 9 Abb., 4 Taf., Praha (NČSAV).
- (1957): Ein Vergleich der Lössen der Wischauer Senke (Mähren) mit den Lössen der angrenzenden Gebiete. *Eiszeitalter u. Gegenwart* 8: 91-96, Öhringen.
- MUSIL, R., VALOCH, K. & NEČESANÝ, V. (1955): Pleistocenní sedimenty okolí Brna. *Anthropozoikum* 4: 107-168, 1954, 7 Abb., 2 Taf., 2 Faltaf., Praha.
- OLIVA, M. (1989): Výzkum mladopaleolitické stanice v Milovicích (o. Břeclav). *Výsledky tří uplynulých sezón*. In: *Současný stav a perspektivy výzkumu kvartéru v ČSSR*, S. 102-114, 5 Abb., Brno (MM).
- OPRAVIL, E. (1976): Ergebnisse der Holzkohlenanalyse von Brno-Bohunice. In: K. VALOCH et al., S. 72-74, 2 Tab.
- (1993): Ergebnisse der Holzkohlenanalyse von Vedrovice V. In: K. VALOCH et al., S. 76-78, 1 Tab.
- PELIŠEK, J. (1949): Příspěvek ke stratigrafii spraši svrateckého úvalu. *Práce Mor.-sl. Ak. věd přir.* 21: 11, 19 S., 5 Abb. Brno.
- (1982): Spraše a fosilní pudy Brněnské kotliny. In: *Kvartér Brněnské kotliny, Stránská skála IV*. *Studia Geographica* 80: 85-106, 8 Abb. Brno (GÚ ČSAV).
- PROŠEK, F. & LOŽEK, V. (1954): Stratigrafické otázky československého paleolitu. *Památky archeologické* 45: 35-74, 12 Abb., 1 Faltaf., Praha.
- (1957): Stratigraphische Übersicht des tschechoslowakischen Quartärs. *Eiszeitalter u. Gegenwart* 8: 37-90, 19 Abb., 3 Taf., Öhringen.
- SMOLÍKOVÁ, L. (1976): Mikromorphologische Untersuchung der Bodenbildung von Bohunice. In: K. VALOCH et al., S. 69-71, 4 Phototaf.
- (1985): Zu der Genese und der stratigraphischen Position des Bodens von Vedrovice II. In: K. VALOCH et al., S. 188-191, 4 Phototaf.
- (1991): Soil micromorphologic investigation of the section at Dolní Věstonice II. In: SVOBODA, J., ed., S. 65-74, 8 Abb.

- (1993): Mikromorphologische und typologische Auswertung des jüngsten Bodens des PK II (Stillfried A-Komplex) in Vedrovice V, In: K. VALOCH et al., S. 72-74, 1 Abb.
- (in Vorb.): Stránská skála III. Manusk. 5 S., 1 Abb.
- (Manusk.): Půdně-morfologický výzkum na lokalitě Milovice (o. Břeclav). 16 S., 1 Abb.
- SOERGEL, W. (1919): Löss, Eiszeiten und paläolithische Kulturen. 188 S., 14 Abb., 1 Faltaf., Jena (Fischer).
- SVOBODA, J. (1987 a): Stránská skála. Bohunický typ v Brněnské kotlině. Studie Archeol. ústavu ČSAV v Brně **14.1**, 116 S., 35 Abb., 37 Tab., 8 Taf., Praha (Academia).
- (1987 b): Výzkum aurignacké stanice Stránská skála II. Archeol. rozhledy **39**: 376-385, 6 Abb., Praha.
- ed. (1991): Dolní Věstonice II, Western Slope. E.R.A.Ú.L. **54**, 101 S., 41 Abb., 12 Tab., Liège (Serv. Préhist., Univ. Liège).
- mit Beiträgen von JELINEK, S. & LOŽEK, V. & MOOK, W. G. & PEŠKE, L. & PŘICHÝSTAL, A. & SEJBAL, J. jun. (1991): Stránská skála. Výsledky výzkumu v letech 1985-1987. Památky archeologické **82**: 5-47, 24 Abb., 12 Tab., Praha.
- VALOCH, K. (1970): Die Bedeutung paläolithischer Funde für die Stratigraphie des Pleistozäns. Čas. pro mineral. a geol. **15**: 261-269., Praha.
- (1982): Neue paläolithische Funde von Brno-Bohunice. Čas. Moravského musea, sc.soc., **67**: 31-48, 4 Abb., 2 Taf. Brno.
- & BORDÈS, F. (1957): Loess de Tchécoslovaquie et loess de France du Nord. L'Anthropologie **61**: 279-288. Paris.
- mit Beiträgen von ALLSWORTH-JONES, P. & KOVANDA, J. & KRÝSTKOVÁ, L. & MOOK, W. G. & MUSIL, R. & OPRAVIL, E. & SMOLÍKOVÁ, L. & SVITSUR, V. R. & ŠČELINSKIJ, V. E. (1976): Die altsteinzeitliche Fundstelle in Brno-Bohunice. Studie Archeol. ústavu ČSAV v Brně **4.1**, 120 S., 28 Abb., 8 Taf., Praha (Academia).
- & OLIVA, M. & HAVLÍČEK, P. & KARÁSEK, J. & PELÍŠEK, J. & SMOLÍKOVÁ, L. (1985): Das Frühaurignacien von Vedrovice II und Kupařovice I in Südmähren, Anthropozoikum N.S. **16**: 107-203, 34 Abb., 10 Tab., 8 Taf., Praha.
- mit Beiträgen von KOČI, A. & MOOK, W. G. & OPRAVIL, E. & van der PUCHT, J. & SMOLÍKOVÁ, L. & WEBER, Z. (1993): Vedrovice V, eine Siedlung des Szeletien in Südmähren. Quartär **43/44**: 7-93, 43 Abb., 11 Tab., Bonn.
- WOLDSTEDT, P. (1956): Über die Gliederung der Würm-Eiszeit und die Stellung der Lössen in ihr. Eiszeitalter u. Gegenwart **7**: 87-101., Öhringen.
- (1958): Das Eiszeitalter. Bd. II. 438 S., 125 Abb., 24 Tab., 1 Taf., Stuttgart (Enke).
- ZEUNER, E. F. (1952): Dating the Past. 3rd ed. 495 S., 103 Abb., 24 Taf., London (Methuen).

Manuskript eingegangen am 10. 11. 1995

Paläopedologische Klimazeugen zur Untergliederung des Rißeiszeiten-Komplexes im Rheingletschergebiet

ERHARD BIBUS & MICHAEL KÖSEL*

Palaeosoils, Palaeoclimate, Stratigraphy, Interglacials, Riis-Complex, Holstein-Interglacial, Middle Pleistocene, Alpine Foreland, Upper Swabia, Rhine glacier area

Kurzfassung: Die von PENCK & BRÜCKNER (1901/1909) als Einheit angesehene Rißeiszeit wurde im Rheingletschergebiet durch SCHREINER (1989, 1992) mit dem Jungriß, dem Mittleren Riß (Doppelwall-Riß) und dem Älteren Riß (Zurgenriß) in drei morphostratigraphische Einheiten unterteilt. In der vorliegenden Untersuchung wurde vorwiegend aufgrund paläopedologischer Kriterien der Frage nachgegangen, ob zwischen den einzelnen Einheiten Abschnitte mit interglazialen Verwitterungsverhältnissen lagen. Insgesamt konnten mindestens drei warmzeitliche Abschnitte im Riß-Komplex nachgewiesen werden, wobei der Bodenrest von Bittelschieß nur in tiefen Verwitterungstaschen erhalten geblieben ist. Zwischen Jung- und Mittelriß konnte der sichere Nachweis für eine warmzeitliche Bodenbildung an mehreren Stellen geführt werden. Zwischen Mittel- und Altriß liegt ein zweigeteiltes Interglazial, wobei beim gegenwärtigen Stand nicht mit Sicherheit entschieden werden kann, daß der durch sandige Kiese überlieferte Zwischenabschnitt kaltzeitlich war. Der ältere Abschnitt dieses Doppelinterglazials führt in den Tonen von Bittelschieß mit *Pterocarya* und *Buxus* stark thermophile Elemente. Dieses innerrißezeitliche Interglazial entspricht möglicherweise dem Holstein-Interglazial. Im Vergleich mit dem Periglazialraum kann nunmehr mit Sicherheit gesagt werden, daß der als Rißlöß angesprochene vorletztaltzeitliche Löß im alpinen Gliederungsschema zeitlich nur dem Jungriß entspricht.

[Palaeopedological climatic criteria used to classify the Riis Ice Age in the Rhine glacier area]

Abstract: The Riis Ice Age, defined as a single uniform period by PENCK & BRÜCKNER (1901/1909), has been divided into three morphostratigraphic units by SCHREINER (1989, 1992) for the Rhine glacier area, Young Riis, Middle Riis (Doppelwall Riis) and Older Riis. In the study presented here using palaeopedological criteria, the question of the existence of interglacial climatic conditions between the individual divisions was examined. A total of at least three interglacial periods in the Riis complex could be proven. The results achieved from one soil (soil pocket in Bittelschieß) are ambiguous due to beheading activity. It could, however, be proven at several locations that interglacial soil for-

mation occurred between the Young and Middle Riis. The interglacial period between Middle and Older Riis can be divided into two separate shorter periods. However, the evidence provided by sandy gravel does not prove with certainty that indeed colder climatic conditions were the cause of the division. The older section of this double interglacial period is characterised by thermophilic elements such as *Pterocarya* and *Buxus* in the clays of Bittelschieß. This inner Riis interglacial period is probably equivalent to the Holstein interglacial period. When compared with the periglacial area, it can be stated with certainty, that the loess from the last but one ice age, known as Riis loess in the alpine classification system, can only be temporally equivalent to the Young Riis.

1 Einleitung und Problembestimmung

Die Frage, ob die vorletzte Kaltzeit im klassischen Sinne (Riß, Saale) einen monozyklischen Verlauf hatte, oder durch mehrere, voneinander unabhängige Eisvorstöße untergliedert worden ist, wird in den verschiedenen Glazialgebieten von Deutschland recht unterschiedlich beantwortet. Bei der Annahme einer Mehrgliedrigkeit ist zudem für die klimagünstigeren Abschnitte zumeist unklar, inwieweit diese durch Interstadiale oder Interglaziale oder nur kurze Rückschmelzphasen repräsentiert werden und wieviel wärmere Abschnitte es tatsächlich gegeben hat. Für den norddeutschen Raum ist nach dem Holstein-Interglazial und vor dem ersten Saaleeisvorstoß eine Warmzeit nachgewiesen worden (zusammenfassende Darstellung bei EHLERS 1994: 182ff.), welche als Dömnitz-, Wacken- oder Schöningen-Warmzeit bezeichnet wird. In jüngster Zeit gibt es Hinweise, daß dieser Abschnitt noch weiter untergliedert werden kann.

Die Saalemoränen weisen in Nordwest- und Mitteldeutschland durch zwischenlagernde Schmelzwassersedimente z. T. eine Dreiteilung auf. In Anlehnung an KABEL (1982) schlägt EHLERS (1994: 185) die neutralen Begriffe Ältere, Mittlere und Jüngere Saalemoränen vor, wobei es unklar bzw. umstritten ist, wie die Zeiten zwischen den einzelnen Eisvorstößen klimatisch ausgesehen haben.

*) Anschrift der Verfasser: Prof. Dr. E. BIBUS, Geographisches Institut der Universität Tübingen, Hölderlinstr. 12, 72074 Tübingen; Dr. M. KÖSEL, Geologisches Landesamt Baden-Württemberg, Zweigstelle Stuttgart, Urbanstraße 53, 70182 Stuttgart

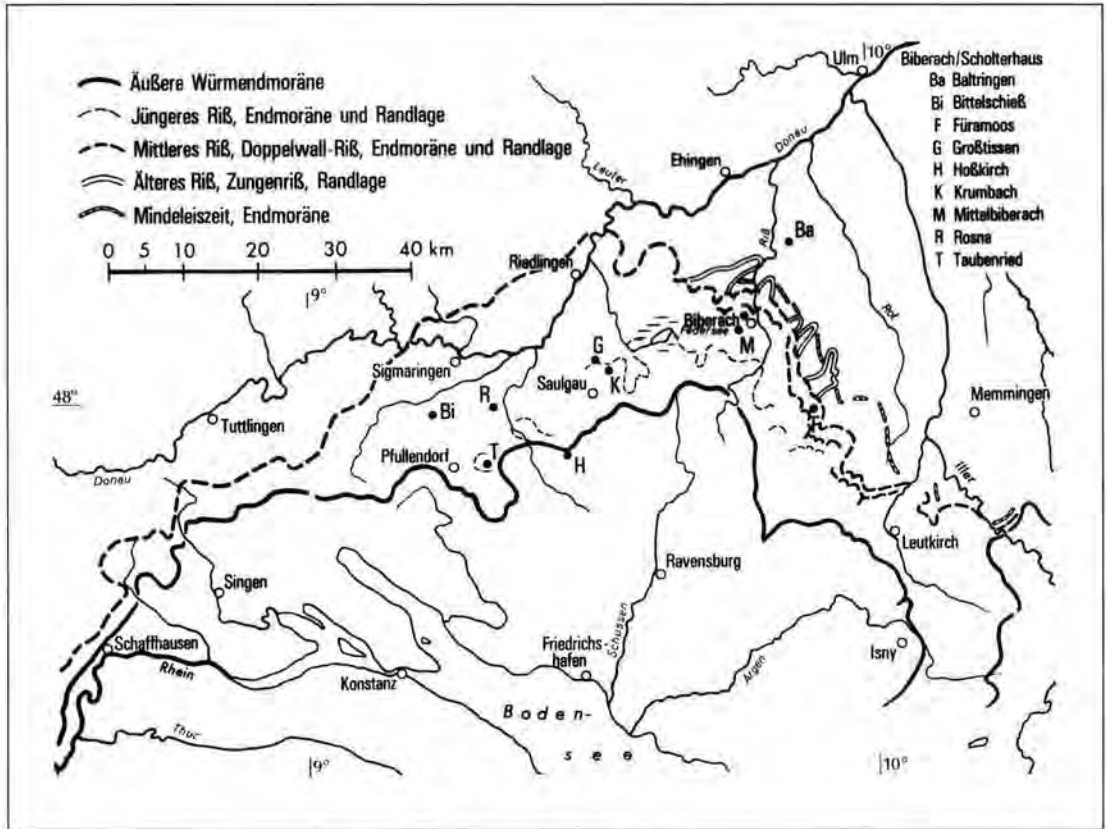


Abb. 1: Übersichtskarte des Arbeitsgebietes mit verschiedenen Eisrandlagen (nach SCHREINER 1992 und ELLWANGER 1990).
Fig. 1: General map of the survey area with various moraines.

Für den süddeutschen Raum wird in Bayern z. Z. durch JERZ (1993: 3, 12) von einer einheitlichen Rißeiszeit ausgegangen, während man früher mit dem Riß I im Sinne von PENCK & BRÜCKNER (1901/1909) und Riß II sowie noch einem jüngsten Rißabschnitt eine mehrfache Untergliederung durchgeführt hatte. Zwischen den einzelnen Abschnitten wurden z. T. Interglaziale angenommen (EBERL 1930; WEIDENBACH 1937; SCHAEFER 1951, 1967; GRAUL 1951, 1952, 1953, 1962, vgl. auch die Literaturdiskussion bei SINN 1972: 5ff.). In der Schweiz hat SCHLÜCHTER (1988/89) erkannt, daß das Eis der vorletzten Eiszeit nicht, wie bisher angenommen, am weitesten vorgestoßen ist und damit eine Diskussion über die Rißeiszeit begonnen.

Besonders weit ist die morphostratigraphische Untergliederung der Rißeiszeit im östlichen Rheingletschergebiete vorangeschritten. Nach SCHREINER (1989, 1992: 199) und SCHREINER & HAAG (1982) lassen sich mit dem lokal am weitesten vorgestoßenen Zungenriß (= Älteres Riß), dem zwischen Biberach und Leutkirch durch einen markanten Doppelwall gekennzeichneten Doppelwall-Riß (= Mittleres Riß) und dem durch Moränen nicht so vollständig überlieferten Jüngeren Riß drei unterschiedliche

morphologische Einheiten ausgliedern (vgl. Abb. 1). Zu den Eisvorstößen gehören jeweils Schmelzwasserterrassen, wobei die Terrasse des Jüngeren Riß nach ihrer Lage über die Talauflage als 13-m-Terrasse oder Untere Hochterrasse und die des Mittleren Riß als Obere Hochterrasse bezeichnet wird.

Besondere Mächtigkeiten zu den internen Bereichen erreichen die Rißsedimente in Rinnenfüllungen, wie z. B. in der Andelsbachrinne oder dem Rißtal bei Biberach. In manchen Gebieten können verschieden alte Sedimente der Riß-Eiszeit übereinander gestapelt auftreten.

Nach SCHREINER (1992: 199ff.) sind die verschiedenen Einheiten möglicherweise durch Interstadiale voneinander getrennt, da zwischen den Sedimenten des Jüngeren und Mittleren sowie des Mittleren und Älteren Riß geringmächtige Verwitterungsbildungen gefunden wurden, die jedoch bislang bodentypologisch nicht genau gekennzeichnet und gedeutet wurden (SCHREINER 1992: 204).

Der von SCHÄDEL (1955: 10) bei Sigmaringen aufgrund einer zwischen Kiesen eingeschalteten Geschiebelehmdecke erkannte Eisrückzug des sogenannten „Paulter Interstadials“ wird heute als eine unbedeutende Gletscherschwankung angesehen,

Sie wird zur Zeit stratigraphisch zwischen den äußeren und inneren Doppelwall gestellt.

In den letzten Jahren wurde durch eine Kooperation des Bereichs Physischer Geographie der Universität Tübingen und dem Geologischen Landesamt von Baden-Württemberg durch geologisch-palynologische Untersuchungen (BLUDAU & ELLWANGER) und paläopedologische Arbeiten (BIBUS & KÖSEL) versucht, der Frage nach dem Klimacharakter der Zeitabschnitte zwischen den einzelnen morphographischen Einheiten der Rißeiszeit nachzugehen. Es wurde dabei bewußt weitgehend unabhängig voneinander gearbeitet, um selbständige Ergebnisse bei unterschiedlichem methodischem Ansatz zu erhalten. In diesem Beitrag sollen die paläopedologischen Befunde vorgelegt werden, eine Gesamtdarstellung ist einer späteren Gemeinschaftspublikation vorbehalten.

2 Methodischer Ansatz

Die verschiedenen Ablagerungen aus der Rißeiszeit können bezüglich ihrer Verwitterungstiefe systematisch untersucht werden. Die Verwitterungstiefe gibt oft Hinweise, ob sich verschiedene interglaziale Bodenbildungen ineinander projiziert haben, wobei im Glazialbereich zumeist von der Entkalkungstiefe ausgegangen wird. Vor allem SCHREINER (1985, 1992) und SCHREINER & HAAG (1982) haben diesen Weg bei Berücksichtigung geeigneter Reliefpositionen zur Unterscheidung verschiedener alter Glazialsedimente beschränkt. Die von SCHREINER (1992: 206) beobachtete geringe Verwitterungstiefe von 1 bis 2 (3) m auf verschieden alten Rißeis sedimenten war wohl mit ein Hauptgrund dafür, höchstens von Interstadialen zwischen den einzelnen Rißeisabschnitten auszugehen, zumal bei den Mindelmoränen die Verwitterungstiefe sprunghaft auf 5 bis 10 m zunehmen soll. Aus bodenkundlicher Sicht muß dieser enorme Sprung bei der Annahme nur eines weiteren Interglazials (Riß/Mindel) überraschen. Auch aus anderen Gründen wurde die von SCHREINER angewandte Methode beim Fehlen flächenhafter Bodenkartierungen kritisch bewertet (KÖSEL 1992).

Im nördlichen Bereich des Untersuchungsraumes besteht im Verbreitungsgebiet von Lößlehmen und Lössen weiterhin die Möglichkeit, durch eine paläopedologische Deckschichtenanalyse zu prüfen, ob auf den verschieden alten Rißeis sedimenten unterschiedlich gegliederte Profile auftreten. Dabei ist vor allem auf eine unterschiedliche Anzahl von fossilen Warmzeitböden zu achten.

Am Nordrand der Rißeisvereisung und in verfallenen Rinnen und Becken können außerdem bei einer Rappung verschieden alter rißeiszeitlicher Sedimente zwischengeschaltete und überlagernde interglaziale Bodenrelikte erhalten geblieben sein, welche auf-

grund ihrer Position besonders aussagekräftig sind. Dieser Weg wird auch durch die Palynologie beschränkt, indem mit Anmooren und Mooren intrazonale Bodenbildungen an ehemaligen Feuchtstellen über und zwischen glazialen Ablagerungen gesucht und pollenanalytisch ausgewertet werden.

Als pedologische Kriterien für Warmzeiten werden üblicherweise in der Literatur Parabraunerden bzw. deren Relikte angesehen. Allerdings muß in diesem Zusammenhang die von SEMMEL (z. B. 1977: 78) mehrfach diskutierte Frage gestellt werden, ob jeder B₁-Horizont tatsächlich einem Interglazial entspricht. Wir sind uns bezüglich des klimatischen Aussagewertes von Parabraunerden als Warmzeitindizien vor allem im Randbereich der Lößverbreitung nicht mehr völlig sicher, da inzwischen auch aus dem Altwürm des Alpenvorlandes Interstadiale mit thermophilen Elementen (GRÜGER & SCHREINER 1993, WEGMÜLLER 1992, WELTEN 1982) vom St. Germain I-, II-Typ bekannt geworden sind. Insbesondere ist im Untersuchungsgebiet ein von BLUDAU (1995, 1995b) neu gefundenes Interstadial mit deutlichen Fagus- und Eichenmischwaldanteilen zu nennen, welches unmittelbar dem Eem folgen soll.

Für die Löß-Beckenlandschaften von Südwestdeutschland (BIBUS 1989) wurde wie für die übrigen Lößgebiete von Deutschland bislang davon ausgegangen, daß die Altwürminterstadiale durch Humuszonen bzw. degradierte Humuszonen mit einem B_v-Horizont oder Tigerfleckung überliefert sind. Die in den Humuszonen gefundenen Holzkohlen (*Picea*, *Pinus*) haben bislang keine Hinweise auf thermophile Laubbäume erbracht. Es erhebt sich deshalb die Frage, ob die thermophilen Altwürm-Interstadiale den Altwürm-Humuszonen (Mosbacher Humuszonen i. S. v. SEMMEL 1968) überhaupt stratigraphisch entsprechen und nicht älter als diese sind. Es wäre denkbar, daß thermophile Altwürm-Interstadiale wegen zu geringer Sedimentation sich im frühen Altwürm im Solumbereich des letztinterglazialen Bodens ausgewirkt haben und damit pedologisch nicht faßbar sind. Diese Frage muß durch künftige Detailuntersuchungen geklärt werden, wobei die Ausgangssituation denkbar ungünstig ist, da im Altwürm geringe Sedimentation herrschte und in Oberschwaben zwischen Eem und frühem Mittelwürm erhebliche Diskordanzen auftreten. Zwar konnte KÖSEL (1992) erstmalig auch in Oberschwaben Reste einer Altwürm-Humuszonen nachweisen, doch besteht die Möglichkeit, daß diese nur ein jüngeres frühwürmzeitliches Kiefern-Fichtenwald-Interstadial ohne thermophile Elemente repräsentiert.

Von Bedeutung ist in diesem Zusammenhang auch die Tatsache, daß der rezente Oberflächboden in den Lößgebieten von den trockeneren zu den feuchten Regionen oft auf kürzeste Entfernung von einer degradierten Schwarzerde in eine Parabraunerde

übergeht. Es könnte deshalb durchaus sein, daß in einem thermophilen Altwurm-Interstadial in trockenen Lößgebieten eine Humuszone und in feuchten Randbereichen, wie in Oberschwaben, eine Parabraunerde gebildet wurde. Von RICKEN (1983: 130) und ROHDENBURG & MEYER (1966) wurden aus feuchteren Lößgebieten von Niedersachsen sogar altwurmzeitliche Parabraunerde-Bildungen beschrieben. Außerdem sind im Becken von Jakutsk in E-Sibirien geringmächtig entwickelte Parabraunerden über Dauerfrostboden bei Jahresmitteln von -10°C und nur 213 mm Niederschlag nachgewiesen worden (BIBUS 1989a, SEMMEL 1985: 25). Doch sollten diese Einzelbefunde ohne Überprüfung der stratigraphischen Stellung, des Ausgangssubstrates und eines regionalen Bodenwandels nicht ohne weiteres verallgemeinert werden. Es ist uns aber aufgrund der geführten Diskussion bewußt, daß ein stereotypes Abzählen von B_1 -Horizonten und deren bedenkenlose Zuordnung zu Interglazialen Risiken in sich birgt. Andererseits gehen wir auch heute bei einer sorgfältigen Abwägung der Rahmenbedingungen davon aus, daß Parabraunerden, die von ihrer Mächtigkeit und Intensität dem rezenten Boden entsprechen oder diesen übertreffen und nicht auf stark verwittertem Material entwickelt sind, als warmzeitliche Bildungen gedeutet werden können.

3 Die jungrißzeitliche Terrasse mit gut gegliedertem Deckschichtenprofil

Jungrißzeitliche Terrassen mit mächtigen Deckschichten sind im Untersuchungsgebiet selten aufgeschlossen. Im Ostrachtal liegt bei Rosna auf einer Jungrißterrasse in Leelage eine komplexere, periglaziale Deckschichtenfolge vor. Das Liegende der Deckschichten bildet ein sandiger Terrassenkies, der an seiner Aufschüttungsfläche durch eine intensive rötlichbraune Parabraunerde von über 2 m Mächtigkeit überprägt ist. Aufgrund der stratigraphischen Position, der Ausbildung und der Tiefgründigkeit muß der Boden dem Riß/Wurm-Interglazial zugeordnet werden. Wegen der sandreichen Ausprägung der Terrasse ist der interglaziale Bodenrest etwas mächtiger als üblich entwickelt. Er ist auf der gesamten Terrasse vorhanden und greift am Rückhang auf mittelrißzeitliche Kiese über (vgl. Abb. 2). Am Innenrand (zum Hang) der Terrasse ist die Deckschichtenfolge mit ca. 6 m besonders mächtig und differenziert ausgebildet, während zum äußeren Rand die älteren Straten gekappt sind und nur noch geringmächtige, jüngere Deckschichten den letztinterglazialen Verwitterungslehm überlagern. Als älteste periglaziale Schicht ist direkt über dem letztinterglazialen Boden eine bis 30 cm mächtige

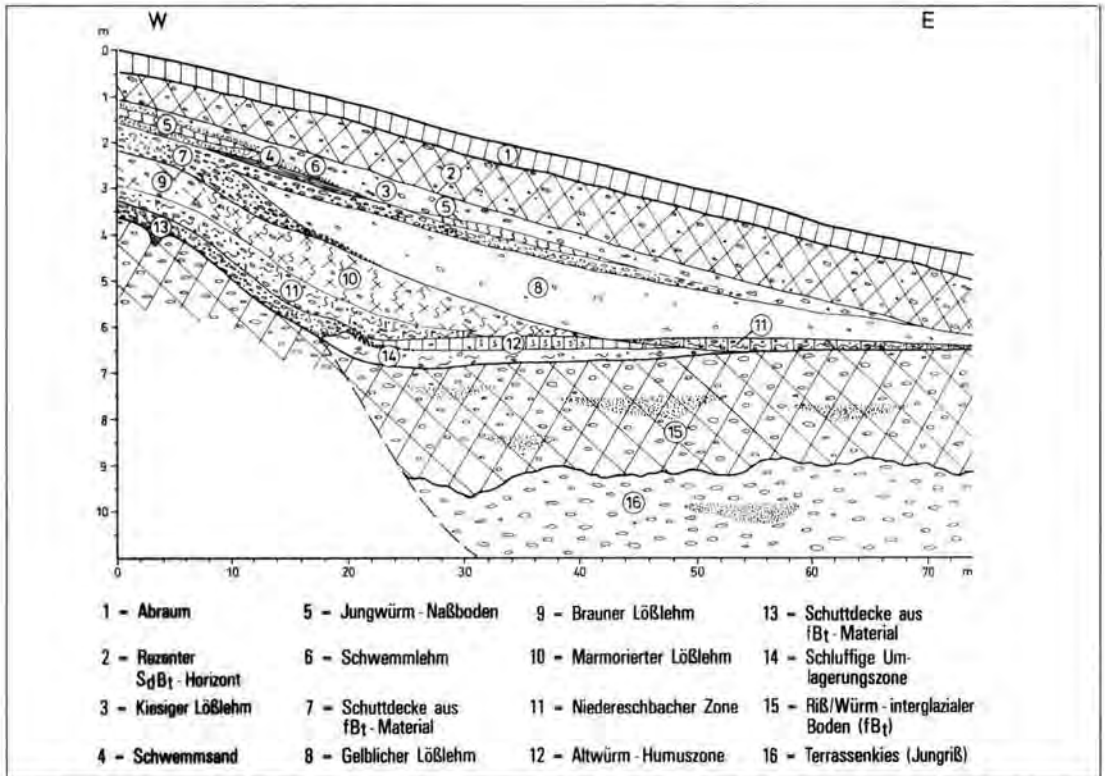


Abb. 2: Gliederung der Deckschichten in der Kiesgrube Rosna auf der Terrasse des Jüngeren Riß im Ostrachtal.

Fig. 2: Classification of superficial layers in the Rosna gravel pit on the Lower Riss terrace (13 m) in the Ostrach valley.

schluffige Umlagerungszone (14) ausgebildet, die schwach humos ist und einzelne Holzkohlebröckchen führt. Solche Bildungen wurden wiederholt an der Basis von Würmlöß-Profilen beschrieben (z. B. BIBUS 1980; RICKEN 1982; SEMMEL 1968) und dem Altwürm zugerechnet. Als nächstjüngeres Deckschichtenglied ist am Hang eine Fließerde (13) vorhanden, die vollständig aus dem rötlichbraunen, kiesig-lehmigen Material des hangaufwärts ziehenden interglazialen Bodens besteht. Nahe der Terrassenstufe folgt darüber der dunkelgraue, schwach tonige Lehm (12) einer autochthonen Altwürmhumuszone. Die Mosbacher Humuszone zeigt Tonanflüge auf den Aggregaten und führt häufiger als die liegende Umlagerungszone Holzkohlebröckchen. Die Humuszone wurde nachfolgend durch eine jüngere Fließerde (11) gekappt. Zum inneren Terrassenrand (zum Hang) besteht sie vorwiegend aus Material des interglazialen Bodens, zum äußeren Terrassenrand wird die Zusammensetzung zunehmend vom Humusmaterial bestimmt. Aufgrund ihrer Ausbildung handelt es sich um ein Äquivalent zu den Umlagerungssedimenten der Niedereschbacher Zone, die in gut gegliederten Lößprofilen in das frühe Mittelwürm gestellt wird (SEMMEL 1969, 1983: 78, Abb. 27). Am Hang wird die Niedereschbacher Zone von einem braunen, sehr kiesamen schluffigen Lehm (9) überlagert, der zum Unterhang stark pseudovergleyt ist (10). Aufgrund fehlender Leithorizonte muß die genaue stratigraphische Stellung des schluffigen Lehms offen bleiben. Vom rückwärtigen Hang her erfolgte im Hangzwickel eine Überlagerung durch eine Schuttdecke aus dem aufgearbeiteten interglazialen Boden (7) und auf der Terrasse aus schwach kiesigem Lößlehm (8) und erneutem Fließerdematerial des letztinterglazialen Bodens (7). Im Hangenden liegen durch feingeschichteten Schwemmlehm (6) und Schwemmsandlagen (4) Indizien für stärkere Abtragungsphasen vor. Lückenhaft tritt hier ein 10-20 cm starker, dichtgelagerter, olivgrauer Horizont (5) auf, der als ein kräftiger Jungwürm-Naßboden anzusprechen ist. Abgeschlossen wird das Profil von einem durchgehenden kiesigen Lößlehm (Mittelschutt i. S. v. SEMMEL 1968), in dem der $S_{d}B_{C}$ -Horizont der rezenten Pseudogley-Parabraunerde ausgebildet ist.

Wichtig ist im Profil Rosna, daß die jungrißezeitliche Terrasse erwartungsgemäß von einem zweifelsfrei warmzeitlichen Boden (Rosnaer Boden) des Rißeis/Würm-Interglazials überprägt ist. Obwohl in den Deckschichten starke Umlagerungsvorgänge zu erkennen sind, haben sich im erosionsgeschützten Bereich des Terrassenrandes im Gegensatz zu vielen Deckschichtenprofilen in Oberschwaben noch typische Straten erhalten, wie sie aus der Würmlöß-Standardgliederung (SCHÖNHALS et al. 1964) bekannt sind. Besonders gut ist dabei der sonst kaum über-

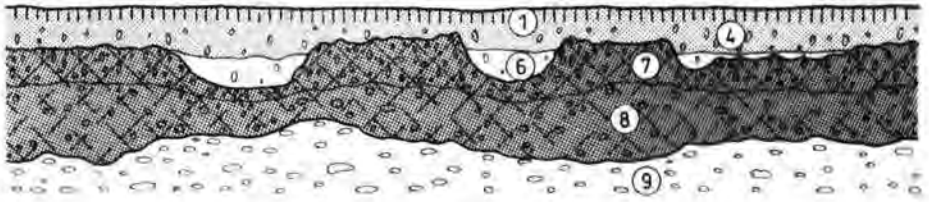
lieferte Altwürmabschnitt mit einer Humuszone erhalten und bestätigt die stratigraphische Einordnung der liegenden Terrasse und des Kiesverwitterungslehmes. Allerdings keilen einzelne Schichten und Horizonte zur äußeren Terrassenkante aus, so daß der rezente und fossile Boden zusammenlaufen.

4 Die Böden auf den Hochterrassen des Jüngeren und Mittleren Riße bei geringmächtigen Deckschichten

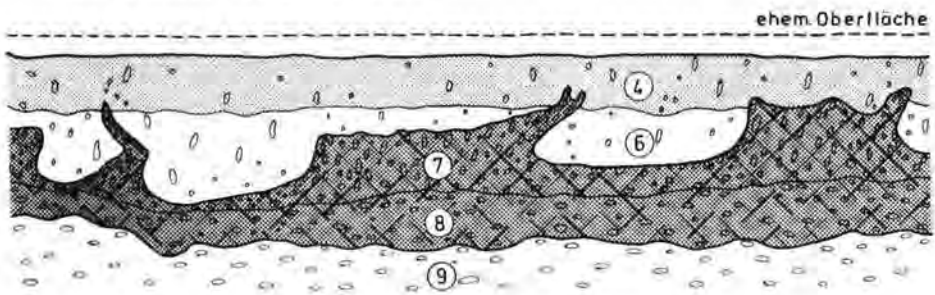
Von einzelnen Sonderfällen, wie z. B. in Rosna, abgesehen, tragen die verschiedenen rißezeitlichen Terrassen zumeist keine mächtigen, stark gegliederten Deckschichten, die sehr differenzierte Rückschlüsse auf ihr Alter erlauben. Die kiesigen Terrassensedimente sind an der Aufschüttungsfläche in der Regel durch eine relativ mächtige fossile Bodenbildung überprägt, die weitverbreitet von ca. 0,8 bis 1,5 m mächtigen Solimixtionsdecken (Deckschutt/Mittelschutt i. S. v. SEMMEL 1968) überlagert werden. Im nordöstlichen Bereich des Untersuchungsraumes werden die Hochterrassen in der Umgebung von Laupheim durch ca. 2,0 - 2,5 m mächtige Sandlöss überdeckt, die - wie eine Analyse der enthaltenen Paläoböden zeigt - im wesentlichen im Jungwürm angeweht wurden (KOSSEL 1995). Die fossile Bodenbildung auf den Terrassenkiesen weist meist eine deutliche Zweiteilung auf. Der obere, intensiv ausgebildete, rötlich-braune Abschnitt (5YR-7.5YR) ist als kiesreicher sandig-toniger Lehm und sandiger Ton stark verlehmt. Die Tonüberzüge auf den Kiesen zeigen an, daß eine Lessivierung stattgefunden hat und somit ein B_{C} -Horizont vorliegt. Der untere, ebenfalls vollständig entkalkte Abschnitt besitzt eine schmutzig-dunkelbraune Farbe, die Körnung des Feinmaterials ist ein schwach lehmiger Sand. Im Gegensatz zum oberen Abschnitt treten in diesem Bereich aufgrund geringerer Verwitterungseinflüsse noch zahlreiche mürbe, leicht verwitterbare Grobkomponenten auf, wie z. B. stark angewitterte, völlig entkalkte Kalksandsteine aus der Molasse.

Die Mächtigkeit der Bodenbildung wurde immer wieder herangezogen, um die verschiedenen rißezeitlichen Terrassen altersmäßig zu differenzieren. Im allgemeinen wird die geringere Verwitterungstiefe auf den jungrißezeitlichen Kiesen (Untere Hochterrasse, 1,5-m-Terrasse) gegenüber den mittelrißezeitlichen Schmelzwassersedimenten betont und daraus ein deutlicher Altersunterschied zwischen Jüngeren und Mittlerem Riße abgeleitet, der durch ein zwischengeschaltetes Interstadial repräsentiert sein soll (SCHREINER 1985, 1989). SCHREINER (1989) gibt für die Kiese der Jungrißterrassen eine Verwitterungstiefe von 1,2 bis 2,0 m und für die Terrassen des Mittleren Riße (Obere Hochterrasse) einen Wert von 1,8 bis 3,0 m an. Das aus den unterschiedlichen Verwitterungs-

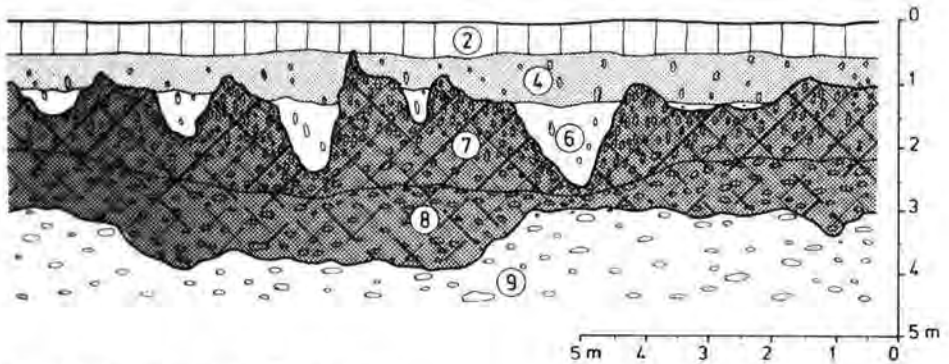
a) Obere Hochterrasse (Aßmannshardt)



b) Obere Hochterrasse (Schemmerhofen)



c) Untere Hochterrasse (Apfingen)



d) Niederterrasse (Bolstern)



1 = Ap-Horizont

4 = Rezipenter $S_d B_t$ -Horizont aus Lößlehm

7 = fB_t -Horizont

2 = Aushub

5 = Rezipenter B_t -Horizont aus Kies

8 = fB_{tv} -Horizont

3 = A_j-Horizont in Deckzone

6 = Lößlehm

9 = Kies

Abb. 3: Vergleich der Entkalkungstiefen von Terrassen des Mittleren und Jüngeren Riß und der Würmeiszeit.

Fig. 3: Comparison of the depth of decalcification on the terraces of the Middle and Upper Riss and the Würm Ice Age.

tiefen abgeleitete Interstadial überrascht insofern, da die holozäne Entkalkungstiefe auf wärmzeitlichen Kiesen der Niederterrasse in diesem Raum meist nur 60 - 100 cm beträgt und die Verwitterungstiefe im Kies unterhalb einer geringmächtigen Deckschicht (Deckschutt i. S. v. SEMMEL 1968) sogar nur Werte zwischen 30 und 70 cm erreicht. Bei einer aktualistischen Sichtweise müßte, die Richtigkeit der von SCHREINER angegebenen Werte vorausgesetzt, viel eher ein Interglazial zwischen Jüngerem und Mittlerem Riß gefolgert werden.

Um diese für die Riß-Stratigraphie grundlegende Frage zu überprüfen, wurden intensive Aufschlußanalysen in der Umgebung von Riedlingen und Biberach durchgeführt. Eine charakteristische Profilauswahl ist in Abb. 3 im Vergleich zur holozänen Verwitterung auf den wärmzeitlichen Schotterfluren dargestellt. Bei der Auswahl der Aufschlüsse wurde darauf geachtet, daß sie nicht unmittelbar an der Terrassenkante und nicht in Hangfußlage zu einem Rückhang liegen, um einerseits möglichst wenig durch Erosion verkürzte und andererseits nicht durch Zuschußwasser vom Hang tiefgründiger verwitterte Profile zu erhalten. Im Rahmen der Aufschlußaufnahmen konnten die von SCHREINER genannten Unterschiede nicht bestätigt werden (vgl. Abb. 3). Vielfach macht eine starke kryoturbate Überprägung des fossilen Bodens die Angabe einer einheitlichen Verwitterungstiefe unmöglich. Aus diesem Grund können auch durch Einzelbohrungen keine verlässlichen Werte zur Mächtigkeit des fossilen Bodens auf deckschichtenfreien Rißterrassen gewonnen werden. An Stellen mit nur schwacher kryoturbater Überprägung beträgt die Entkalkungstiefe auf den Terrassenkiesen des Jüngerem wie auch des Mittleren Riß häufig knapp 2 m. Auch HEINZMANN (1987: 82) konnte in der Umgebung von Riedlingen keine grundlegenden Unterschiede in den Verwitterungstiefen auf den verschiedenen rißzeitlichen Terrassen feststellen. Er führte diese Erscheinung aber auf einen vermeintlich geringeren Karbonatgehalt der Jungriß-Ablagerungen zurück, in denen deshalb die Verwitterung schneller fortgeschritten sei und die Entkalkungstiefe der Terrasse des Mittleren Riß eingeholt hätte. Diese Argumentation kann allerdings nicht auf die Biberacher Gegend, aus der die in Abb. 3 dargestellten Aufschlußaufnahmen stammen, übertragen werden, da hier die Terrassensedimente des Jüngerem Riß gegenüber den Ablagerungen des Mittleren Riß in der Regel einen höheren Karbonatgehalt aufweisen (HAAG 1991: 40; SCHREINER 1985: 38, Tab. 5).

Als Fazit der Untersuchungen muß festgehalten werden, daß sich auf den beiden, verschiedenalten rißzeitlichen Terrassen keine prinzipiellen Unterschiede in der Mächtigkeit und der Ausbildung des fossilen Bodens feststellen lassen.

Daraus kann jedoch u. E. nicht ohne weiteres geschlossen werden, daß zwischen Jüngerem und Mittlerem Riß nur eine unbedeutende Klimaschwankung oder ein Interstadial gelegen hat. Angesichts der geringen Entkalkungstiefe von holozänen Parabraunerden im Bereich der wärmzeitlichen Schotterfelder mit häufig nur 30 - 50 cm Verwitterungstiefe im Kies ist es durchaus möglich, daß sich ein schwächeres oder kürzeres Interglazial zwischen Jüngerem und Mittlerem Riß kaum in einer Zunahme der Entkalkungstiefe niedergeschlagen hat. Zudem müssen Abtragungsvorgänge einkalkuliert werden. Wie sich an verschiedenen Stellen im Rheingletschergebiet zeigen läßt, haben selbst auf den ebenen Terrassenflächen Erosionsprozesse örtlich zu deutlichen Profilverkürzungen geführt (KÖSEL 1995). Möglicherweise kann aus einer um ca. 2 m differierenden Untergrenze der Dolomitveraschung (HAAG 1982: 231) in den kalkhaltigen Kiesen eine längere, intensive Verwitterungsphase abgeleitet werden. Allerdings ist hier zum einen die Datengrundlage unklar, zum anderen bestehen offene Fragen bezüglich der Methodik und Interpretation (vgl. FEZER 1969; SALGER 1978: 94f.), weshalb bei der stratigraphischen Deutung große Vorsicht angebracht scheint.

In Anbetracht der stark unterschiedlichen Entkalkungstiefen auf wärmzeitlichen Kiesen (0,3 - 0,7 m) und auf rißzeitlichen Terrassensedimenten (1,5 - 2,0 m) könnte auch vermutet werden, daß zwischen den überlieferten Ablagerungen der Riß- und Würmkaltzeit mehr als nur ein Interglazial gelegen hätte. Aus der heutigen Bodenausbildung dürfen jedoch keine unkritischen, linear interpolierenden Rückschlüsse in bezug auf die Dauer und Ausprägung früherer Interglaziale gezogen werden. Wie stark beispielsweise die Niederschlagsverhältnisse die Entwicklungstiefe der Böden beeinflusst, läßt sich sehr gut im südwestdeutschen Alpenvorland demonstrieren. So weist die Bodenbildung (Parabraunerde-Braunerde) im südlichen, niederschlagsreichen Oberschwaben mit mehr als 100 mm Jahresniederschlag (Biberach, ca. 800 mm, 7,6°C) auf den wärmzeitlichen Schotterfeldern bereits eine Entwicklungstiefe zwischen 1,5 und 2,0 m auf, wobei die Verwitterungstiefe im Kies zwischen 1,2 und 1,5 m liegt. Die Entkalkungstiefe reicht damit an Mächtigkeitswerte der Paläoböden auf den rißzeitlichen Terrassen im nördlichen Oberschwaben heran. WERNER (1964: 71ff.) unterscheidet deshalb auch rezente Parabraunerden geringer und großer Entkalkungstiefe im Jungmoränenengebiet.

5 Das Mittlere Riß (Mittlriß) mit gut gegliederten Deckschichten

Im Bereich der Andelsbachrinne sind zwischen Pfulendorf und Ablachtal sehr gut gegliederte rißzeitli-

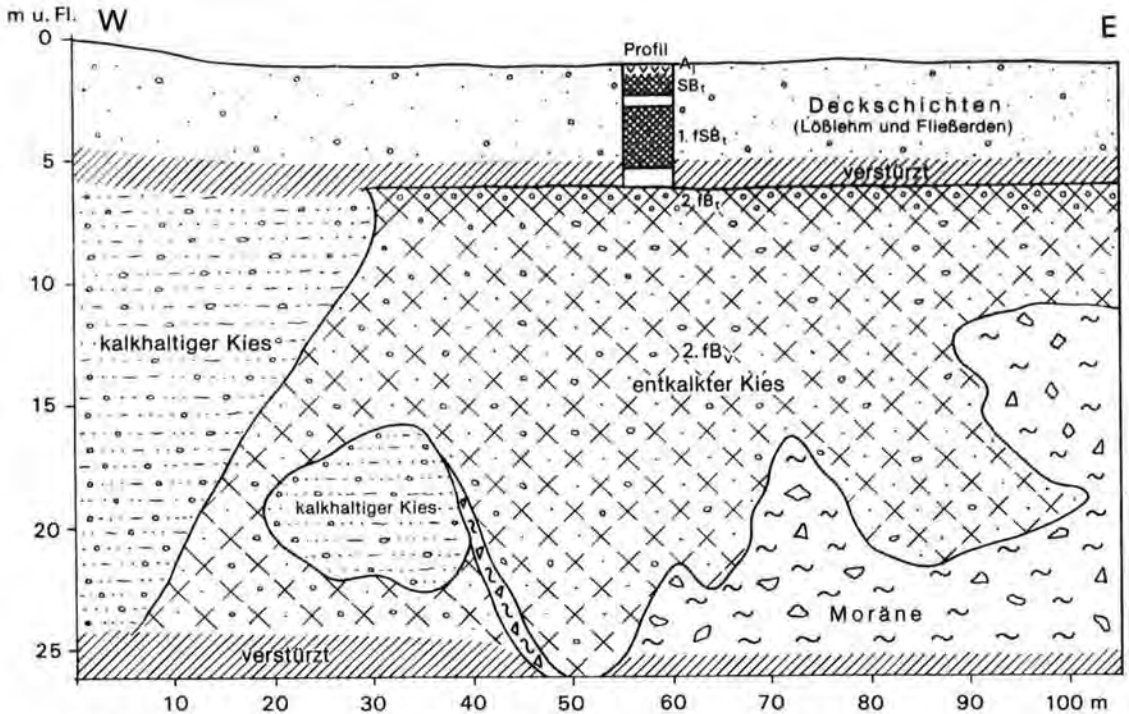


Abb. 4: Boden- und Sedimentabfolge in der Hohlform 1 in Bittelschieß.

Fig. 4: Soil and sediment succession in hollow mould no. 1 in Bittelschieß.

che Ablagerungen vorhanden, die in der Kiesgrube Bittelschieß in ihrer Gesamtheit aufgeschlossen sind. Die Kiesgrube liegt ca. 10 km südlich des maximalen mittelländischen Eisvorstoßes und mehrere Kilometer nördlich der jungrißzeitlichen Zungenbecken (z. B. Taubenried bei Pfullendorf) und Endmoränen (vgl. Abb. 1). Das Gebiet befindet sich somit zweifelsfrei in der Altmoränenlandschaft des mittelländischen Eisvorstoßes und wird oberflächennah vorwiegend von Grundmoräne bedeckt. Die Grundmoränenlandschaft ist beiderseits des Andelsbachtals zum Teil recht eben ausgebildet.

Im Bereich der Kiesgrube Bittelschieß sind eine höhere Kuppe und zwei Hohlformen durch den Kiesabbau angeschnitten, wobei schwer zu entscheiden ist, ob es sich bei den Hohlformen um glaziale und periglaziale entstandene Formen handelt. Aufgrund des Reliefs ist nicht auszuschließen, daß es sich bei Bittelschieß um einen lokalen Endmoränenbereich handelt, der beim Rückschmelzen nach dem mittleren Rißvorstoß entstanden ist. Von Bedeutung ist vor allem die Tatsache, daß in den Sedimentfallen der Hohlformen auch komplexere Deckschichten mit Fließerden und Bodenhorizonten vorhanden sind, die eine relative Einstufung der liegenden glazialen und glazifluvialen Sedimente erlauben. Letztere werden in Kapitel 6 ausführlich behandelt.

In einer bei R 351712 H 531839 auf Bl. 7921 Sigma-

ringen liegenden muldenartigen Hohlform tritt unter Wald eine bis 4,75 m mächtige Füllung aus kiesigen und teilweise lößlehmhaltigen Lehmen auf, die solifluidal verlagert sind. Das Profil beginnt unter der Geländeoberfläche mit einem 25 cm mächtigen, gelblichbraunen, schluffigen bis feinsandigen Lehm mit ca. 8 % Kiesgehalt, der dem jungtundrenzeitlichen Deckschutt i. S. v. SEMMEL (1968) entspricht (vgl. Abb. 4).

Darunter folgt der tonige Lehm einer Fließerde mit einem Kiesanteil von ca. 12 %, der mit zunehmender Tiefe deutlich abnimmt. Dieser zweigeteilte Horizont hat ein grobpolyedrisches Gefüge, weist eine schwache Tondurchschlammung auf und ist stark vernäht. Auf den Aggregatflächen sind kräftige Mangan-Überzüge ausgebildet, zudem ist der gesamte Horizont von senkrechten Bleichbahnen durchzogen. Es handelt sich somit um den $S_{cl}B_t$ -Horizont einer Pseudogley-Parabraunerde, die sich als rezenter Boden auf einer mehrgliedrigen Schuttdecke entwickelt hat.

Der ca. 140 cm mächtige rezente Boden wird von einem fahlgrauen, schwach tonigen Lehm mit dichter Lagerung, kohärentem Gefüge und einzelnen Rostflecken unterlagert. Es handelt sich dabei wahrscheinlich um den solifluidal umgelagerten $S_w A_1$ -Horizont einer fossilen pseudovergleyten Parabraunerde. Der vernähte B_t -Horizont des fossilen

Bodens besitzt ein polyedrisches Gefüge und deutliche Tonüberzüge. Nach unten geht der Horizont in eine plattige Struktur über. Auch hier sind noch kräftige Toncutane entwickelt. Die Gesamtmächtigkeit des fossilen Bodens beträgt ca. 2,70 m. Im Vergleich zum rezenten Boden ist die fossile Parabraunerde intensiver ausgebildet. Ihre Entstehung erfolgte deshalb zweifellos unter warmzeitlichen Klimabedingungen. Ein solcher Paläoboden ist in günstigen, abtragungsgeschützten Reliefpositionen der rißeiszeitlichen Altmoreäne zu erwarten und dürfte dem Riß/Würm-Interglazial entsprechen.

Unter dem ersten fossilen Boden folgt noch eine weitere Bodenbildung. Zunächst tritt an der Basis der Deckschichten über mittelrißeiszeitlichen Kiesen eine lößlehmhaltige, zweigeteilte Fließerde auf. Die obersten 15 cm stellen einen schluffig bis feinsandigen, hellgelblichbraunen Lehm mit gehäuft auftretenden Sesquioxidkonkretionen dar. Während im oberen Bereich der Kiesanteil ca. 8 % beträgt, nimmt er zur Basis auf ca. 50 % zu. Auch hier sind sehr viele Sesquioxidkonkretionen und zudem Mangan-Krusten vorhanden. Pedologisch handelt es sich um einen zweiten, umgelagerten, fossilen S_wA_f -Horizont, der sich in Basisfließerden der Deckschichten entwickelt hat. Der dazugehörige Unterboden ist auf den mittelrißeiszeitlichen Kiesablagerungen im Liegenden der periglazialen Deckschichten ausgebildet. Es handelt sich um einen im oberen Bereich rötlichbraunen nach unten aber dunkelbraunen B_f -Horizont mit einem Kiesanteil von ca. 70 % und einer Matrix aus sandig-tonigem Lehm. Bei voranschreitendem Abbau wurde deutlich, daß der rötlichbraune B_f -Horizont nur im oberen Bereich der Mulde entwickelt war und muldenabwärts gekappt wurde, so daß hier der dunkelbraune B_f -Horizont die Oberfläche der Kiesverwitterung bildet.

Der zweite fossile B_f -Horizont geht nach unten in einen entkalkten B_v -Horizont über. Von großer Bedeutung ist die Tatsache, daß unter dem zentralen Bereich der Hangmulde die Entkalkung bis 25 m (!) tief in den Schotter hinabgreift, wobei auch in dem Kies eingelagerte Moränenfetzen entkalkt worden sind (vgl. Abb. 4). Innerhalb des B_v -Horizontes war im tieferen Abschnitt auch eine kalkhaltige Schotterlinse vorhanden. Während in diesem Bereich sowie in den unverwitterten kalkhaltigen sandigen Kiesen eine gute Schichtung ausgebildet war, besaßen die Schotter in der tiefgründigen Entkalkungszone eine völlig wirre Lagerung und damit auch nicht mehr die für glazialfluviale Schotter typischen Sedimentstrukturen. Der Grund für diese Erscheinung liegt zweifelsfrei in dem hohen Massendefizit, das durch die Entkalkung und dabei insbesondere durch die Auflösung der Kalkgerölle entstanden ist.

Das Sediment ist somit beim Entkalkungsvorgang zusammengesunken und hat dabei seine Schich-

tungsstrukturen und den glazifluvialen Habitus weitgehend verloren. Dieser Sachverhalt muß bei der genetischen Deutung entkalkter Schotter unbedingt berücksichtigt werden, damit es in Einzelfällen nicht zu Fehldeutungen kommt (vgl. DOPPLER in JERZ & DOPPLER 1990, BIBUS 1995).

Außerdem ist die abnorme Entkalkungstiefe der Schotter überraschend. Normalerweise würde man davon ausgehen, daß sich mehrere warmzeitliche Bodenbildungen ineinander projiziert haben. Da die tiefe Entkalkung jedoch nur lokal unter der Hangmulde auftritt, ist eine solche Deutung nicht wahrscheinlich. Vielmehr muß man davon ausgehen, daß es im Bereich der Mulde zu einem starken Wasserzuzug und einer erhöhten Versickerung gekommen ist, die zu einer zwar räumlich begrenzten, aber sehr stark in die Tiefe gehende Entkalkung geführt hat. Die vorgestellte Situation zeigt, wie vorsichtig man bei der stratigraphischen Ausdeutung von Entkalkungstiefen, zum Beispiel in Einzelbohrungen, sein muß.

Da die Kiesverwitterung nach unserer Ansicht einer sehr intensiven Bodenbildung entspricht, liegen somit in Bittelschieß zwei fossile und der rezente Boden vor.

Aufgrund der intensiven rotstichigen Verwitterung und der großen Entkalkungstiefe kann der zweite fossile Boden ohne Bedenken als interglaziale Bildung angesehen werden.

In der Kiesgrube Bittelschieß war im Winter 1992/93 der Rand einer weiteren Mulde aufgeschlossen, deren Füllung die vorgestellte stratigraphische Einstufung bestätigt (vgl. Abb. 5).

Der 1. B_f -Horizont folgt hier dicht unter dem rezenten Boden und ist als rötlichbrauner B_f -Horizont entwickelt. Die polyedrische Struktur mit deutlichen Ton- und Mn-Überzügen belegt autochthone Lagerungsverhältnisse. Der fossile B_f -Horizont wird lokal von einer kiesigen, lößlehmhaltigen Fließerde unterlagert, welche innerhalb der Mulde den mittelrißeiszeitlichen Kies asymmetrisch bedeckt. Auf den Kiesen ist ein brauner, lokal auch rotstichiger 2. B_f -Horizont mit einem basalen B_v -Horizont entwickelt, der in Taschen tiefer in den kalkhaltigen Kies hinabgreift. Die größte Entkalkungstiefe wird mit ca. 6 m unter dem Zentrum der eingeschnittenen Mulde erreicht. Zum Rand reduziert sich die Verwitterungstiefe auf 2-3 m. Dort laufen der rezente und die beiden fossilen Böden zu einem Bodenkomplex zusammen, der hangaufwärts bei abnehmender Mächtigkeit nicht mehr untergliedert werden kann.

Aus den paläopedologischen Befunden läßt sich in Bittelschieß ableiten, daß die dem Mittleren Riß des Rheingletschers zuzuordnenden Kiese und Moränen aufgrund der Überlagerung durch zwei fossile, von der Ausbildung als warmzeitlich anzusehende Böden in die drittletzte Kaltzeit einzustufen sind. Zwi-

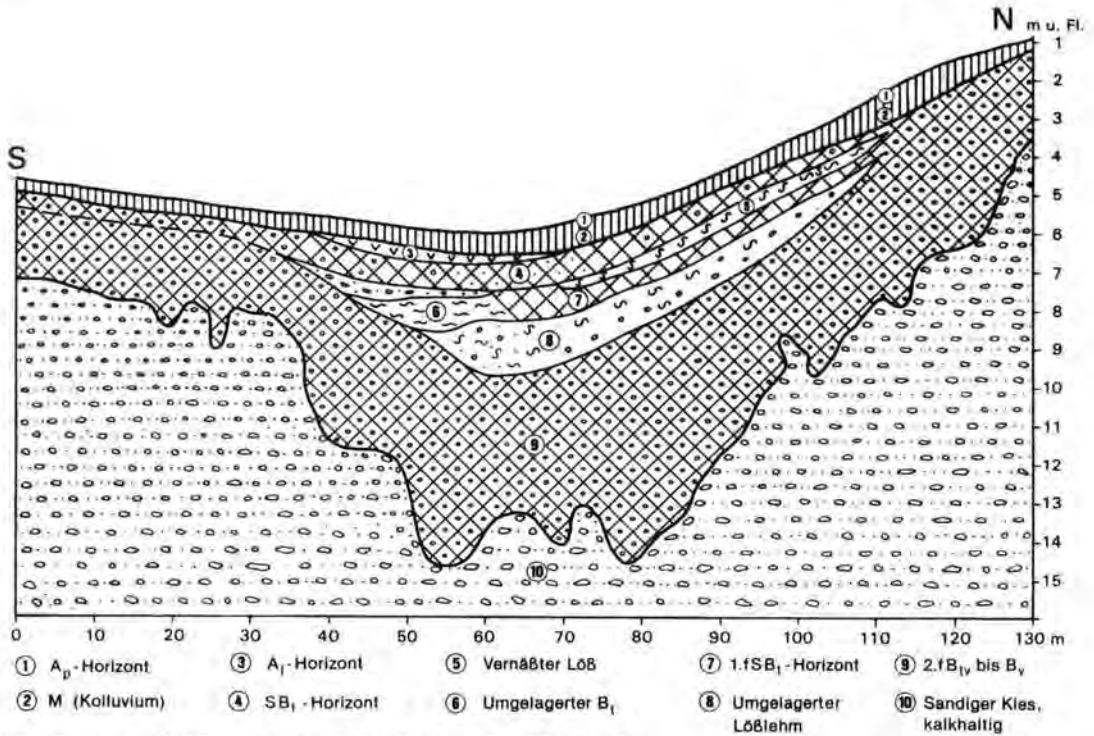


Abb. 5: Boden- und Sedimentabfolge in der Hohlform 2 in Bittelschieß.

Fig. 5: Soil and sediment succession in hollow mould no. 2 in Bittelschieß.

schen dem Jung- und Mittelriß liegt deshalb nach unserer Ansicht kein Interstadial, sondern ein Interglazial. Da Diskordanzen grundsätzlich nicht auszuschließen sind, sollte nur von einem Mindestalter gesprochen werden.

Es ist sehr wichtig, daß sich die vorgestellten Ergebnisse im westlichen Rheingletschergebiet, und zwar im Hochrheintal südlich von Basel bestätigen lassen. Dort treten bei Möhlin (CH, Aargau) auf dem sogenannten Möhliner Feld Terrassenschotter auf, welche 30 m über der Talaue des Rheins liegen und von SCHREINER (1992: 206) dem Mittleren Riß zugeordnet werden. Östlich von Möhlin sind zwei dicht beieinanderliegende Moränenwälle ausgebildet, wobei der äußere einen Übergangskegel besitzt, der mit der Oberkante auf das Hochterrassenniveau einspielt (vgl. zuletzt VERDERBER 1992: 97ff.). Auf der Außenseite des äußeren Walls ist in einer Kiesgrube in der Flur Bünten an der Westwand seit 15 Jahren ein Profil aufgeschlossen, welches mit den Verhältnissen in Bittelschieß übereinstimmt. Auch am Möhliner Feld sind zwei fossile Parabraunerden auf den Moränen und ihren Deckschichten nachzuweisen (vgl. Abb. 6).

Der rezente Boden ist in der reliefierten Agrarlandschaft erodiert, so daß der A_p -Horizont direkt auf einem gelblichbraunen, sehr schwach kiesigen Lößlehm der Würmeiszeit ausgebildet ist. Der 1. fossile

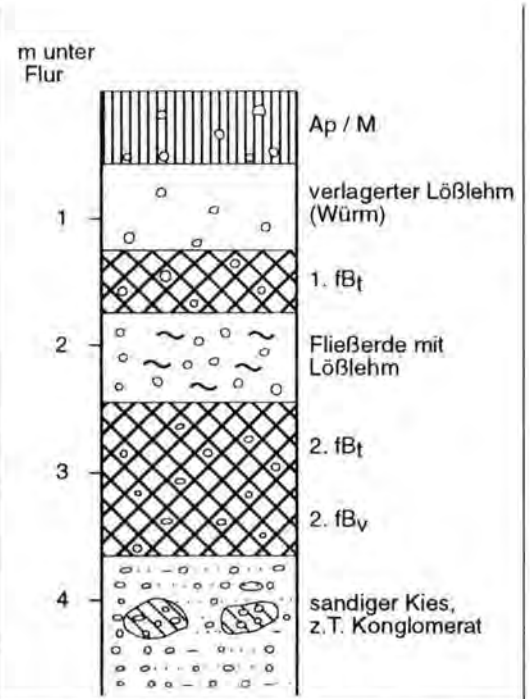


Abb. 6: Bodenabfolge auf der Endmoräne des Möhliner Feldes

Fig. 6: Soil succession at the moraine ridge in the Möhlin field.

B₁-Horizont ist als rötlichbrauner toniger Lehm mit einem hohen Kiesanteil entwickelt. Da einzelne Gerölle vollkommen zersetzt sind und die Verwitterungsintensität zur Basis nachläßt, kann davon ausgegangen werden, daß sich der Boden in primärer Lagerung befindet. Das Ausgangssubstrat der fossilen Bodenbildung ist eine graue, lößlehmhaltige, stark kieshaltige Fließerde, die der vorletzten Kaltzeit zugeordnet werden muß. Der unterlagernde Moränenkies trägt einen 2. fossilen B₁-Horizont von über 1 m Mächtigkeit, der an anderen Stellen in der Kiesgrube auch über 4 m stark werden kann. Es handelt sich um einen braunen lehmigen Kies, in dem einzelne Gerölle völlig zersetzt sind.

Auf dem Möhliner Feld treten außerdem begrenzte Hohlformen auf, die mit z. T. über 6 m mächtigen Lößlehm gefüllt sind. In der Kiesgrube auf der Flur Bünten sind solche Füllungen an zwei Stellen aufgeschlossen. Über der vorletztinglazialen Kiesverwitterung tritt ein Lößlehm auf, der bis zur Basis von einem rötlichbraunen, pseudovergleyten B₁-Horizont überprägt ist. Es handelt sich hierbei nach unserer Ansicht um den letztinglazialen Bodenrest. Der darüber lagernde Lößlehm ist schwach lessiviert und führt Holzkohlen. Er wird als das Bodensediment der Niedereschbacher Zone i. S. v. SEMMEL (1969) gedeutet. Im oberen Bereich zeichnet sich eine schwache Verbraunungszone ab, die jedoch nicht die Merkmale des Lohner Bodens führt, der in typischer Ausbildung aus der 25 km westlich liegenden Ziegelei Allschwil bei Basel beschrieben wird (BIBUS 1990: 226f.). Möglicherweise handelt es sich um den umgelagerten Lohner Boden. Den Abschluß des Profils bildet kalkfreier Jungwürmlöß mit Resten des rezenten B₁-Horizontes. Von Bedeutung ist die Tatsache, daß vom rezenten Boden schwache braune Tonüberzüge in den liegenden Lößlehm eingreifen und dadurch bis in große Tiefe eine Lessivierung vortäuschen, die nicht fossil ist.

Am Ostrand des Möhliner Feldes (Kiesgrube Schwarb, westlich von Wallbach) tritt in einem verfüllten Toteisloch ein im Prinzip vergleichbares Profil auf. Es liegen jedoch über dem Grobblöcke führenden Moränenkies noch feingeschichtete Tone, die von einem sehr kräftigen B₁-Horizont überprägt sind, der noch 3 m in den liegenden Moränenkies eingreift. Die große Mächtigkeit und intensive Ausbildung dieses basalen Warmzeitbodens kann wohl mit verstärktem Wasserzug in dem ehemaligen Toteisloch erklärt werden, wobei eine Mehrgliedrigkeit nicht ausgeschlossen werden kann. Im Hangenden ist über einer durch Kiese erkennbaren Diskordanz eine sandige lößlehmhaltige Deckschicht entwickelt, auf der sich eine intensive Pseudogley-Parabraunerde von 2,70 m Mächtigkeit ausgebildet hat. An der Basis dieses letztinglazialen Bodenrestes läßt die Verwitterungsintensität nach, wobei

auch graue Lamellenflecken auftreten. Es ist deshalb eindeutig abgesichert, daß es sich um 2 fossile Parabraunerde handelt. Über der letztinglazialen Pseudogley-Parabraunerde tritt wiederum die Niedereschbacher Zone mit sehr vielen Holzkohlen und als Abschluß ein jungwürmzeitlicher Sandlöß auf.

Die Moräne vom Möhliner Feld mit der dazugehörigen Hochterrasse läßt sich somit an mehreren Stellen durch Paläoböden mindestens in die drittletzte Kaltzeit (Mindestalter) datieren und kann deshalb auch aus unserer Sicht in Übereinstimmung mit SCHREINER (1992: 206) mit dem Mittleren Riß parallelisiert werden.

Zum Mittleren Riß gehörende, freie Terrassenaufschüttungen sind in vielen Tälern durch die jüngeren Schmelzwässer wieder weitgehend ausgeräumt worden. Im Rißtal nördlich von Biberach ist eine Terrassenleiste am östlichen Talrand über den Unteren Hochterrassenschottern (13 m-Terrasse) erhalten geblieben. Die Kiese dieser Oberen Hochterrasse sind im Raum Baltringen gut aufgeschlossen und werden dort lokal als Baltringer Terrasse bezeichnet. In den Kiesgruben südlich von Baltringen sind die Terrassenschotter bis nahe an den Terrassenhang aufgeschlossen. Sie werden zum Hang hin von zunehmend mächtig werdenden Deckschichten überlagert. Am äußeren Terrassenrand (zum Tal) treten dagegen stark verkürzte Profile auf, wie sie im Kapitel 4 beschrieben worden sind. Zum inneren Terrassenrand (zum Hang) steigt die Mächtigkeit der Deckschichten auf über 9 m an, wobei sich typische Lößpaläoböden ausgliedern lassen. Die Aufschlußsituation ist erstmals von MIARA (MIARA et al. 1993) beschrieben und gedeutet worden. Da es sich um ein sehr wichtiges Profil handelt, haben wir den Aufschluß ebenfalls aufgenommen (vgl. Abb. 7).

Im oberen Bereich liegen in Baltringen Jungwürmlöse vor. Es handelt sich um schluffige bis sandige Lehme und lehmige Feinsande, in die einzelne Kiese eingelagert sind. Die Sandkomponente kann auf Flugsandbeimengungen zurückgeführt werden. Nicht auszuschließen ist auch eine teilweise Umlagerung von feinsandigen Molassesedimenten aus dem Oberhangbereich. Eine solche Deutung muß vor allem für die aufgearbeiteten Kiese angenommen werden, da hangaufwärts ein älterer Terrassenschotter aus der Günzezeit ansteht. Der gesamte Jungwürmlöß ist durch diffuse Fe- und Mn-Flecken schwach vernäßt. Bei 2,50 m unter Flur nimmt die Vernässung in einer sandstreifigen Lehmlage zu, was unter Umständen auf eine Naßbodenbildung zurückzuführen ist. Bei ca. 3 m unter Flur setzt ein grau- bis grünstichiger, plattiger, schluffiger Lehm mit Rostknötchen und intensiven Rostüberzügen und Mn-Anflügen auf den Aggregatflächen ein. Es handelt sich hierbei aufgrund der Ausbildung zweifelsfrei um den Lohner Boden in einer vernästen Va-

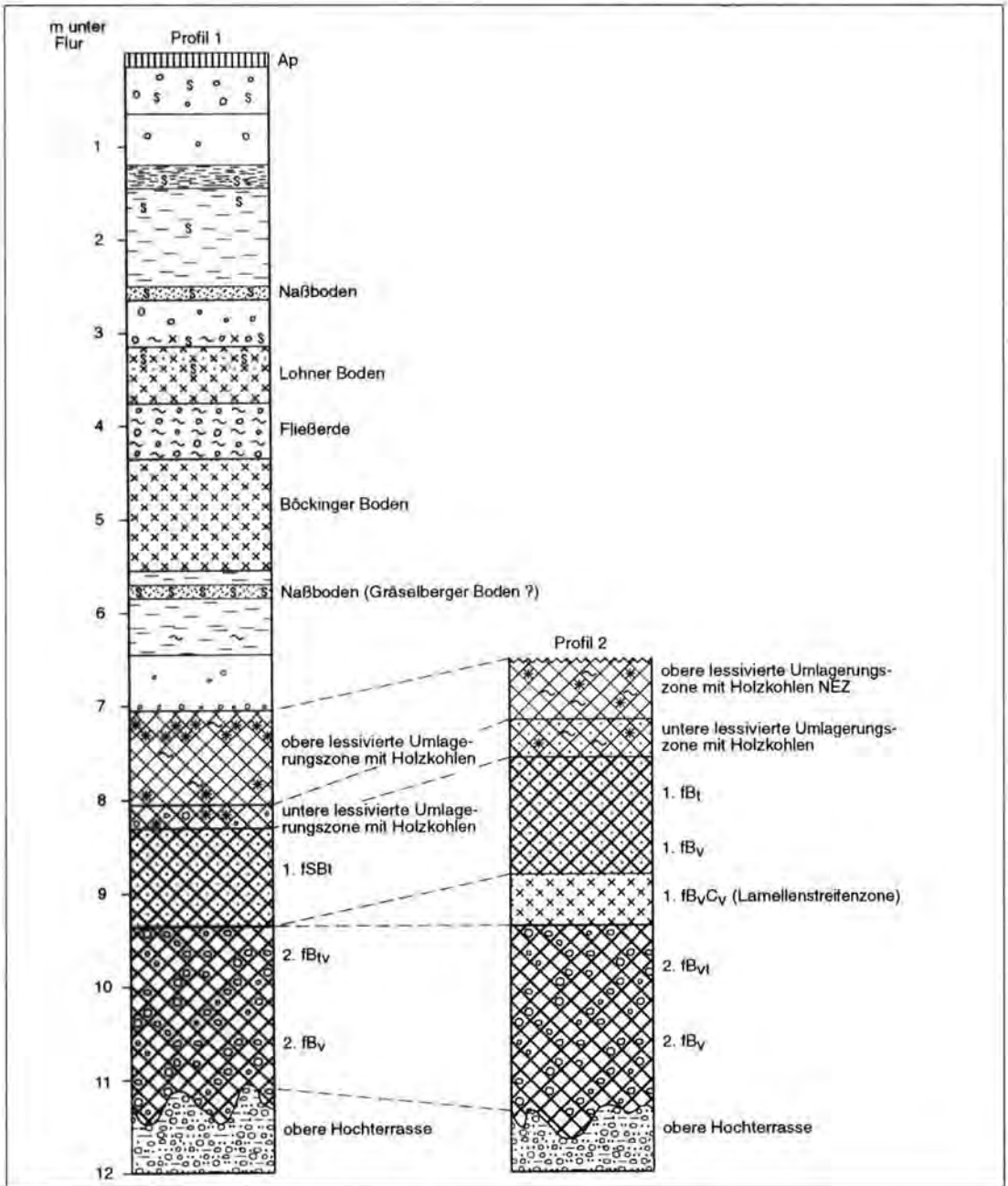


Abb. 7: Deckschichtenprofil in der Kgr. Baltringen bei Biberach

Fig. 7: Superficial layer profile in the Baltringen gravel pit near Biberach.

riante. Nach einer Fließerde aus braunem, schwach tonigem Lehm mit sehr vielen eingelagerten Kiesen folgt ein weiterer Horizont, der ähnliche Merkmale wie der Lohner Boden besitzt. Die Farbe ist jedoch in diesem Horizont braun und die Struktur blättrig. Der Boden entspricht dem unteren Lohner Boden oder Böckinger Boden, so wie er auch weiter im Osten in den Lössen der Iller-Lech-Platte mehrfach aufge-

schlossen ist (BIBUS 1995). Die beiden Mittelwürmhöden werden von einer feingeschichteten Zone aus grauen Sand- und gelben Lehmabändern unterlagert, die als ablauales Unterhangsediment anzusehen ist. Im oberen Bereich der Schwemmsedimente läßt sich ein schwacher Naßboden nachweisen, der in flacher Muldenposition in eine sehr intensive, graue Bleichzone mit randlichen Rostbändern übergehen kann.

Tab. 1: Sedimentanalysen vom letztinterglazialen Boden und der hangenden lessivierten Umlagerungszone in Baltringen.
 Table 1: Sediment analyses of the last interglacial soil and the hanging leached redeposition zones in Baltringen.

Korngröße Fraktionen in %	Korngröße Fraktionen in %									Bodenart		
	Ton	Feinschluff	Mittelschluff	Grobschluff	Schluff gesamt	Feinsand	Mittelsand	Grobsand	Sand gesamt	Bodenart	Bodenart	
Probe												
Profil 1												
Löß, Mittelwürm	13,5	9,3	16,6	25,5	51,4	29,0	5,9	0,2	35,1	Uls		sandig lehmiger Schluff
obere lessivierte Umlagerungszone mit Holzkohlen	9,7	9,7	16,4	29,1	55,2	27,5	6,7	0,9	35,1	Uls		sandig lehmiger Schluff
untere lessivierte Umlagerungszone mit Holzkohlen	15,5	9,5	15,1	28,2	52,8	25,1	6,0	0,6	31,7	Uls		sandig lehmiger Schluff
1.fSB _t oben	19,2	10,0	15,7	26,2	51,9	23,3	5,1	0,5	28,9	Lu		schluffiger Lehm
1.fSB _t mitte	30,0	5,9	9,4	23,1	38,4	30,6	9,6	0,4	40,6	Ls3		mittelsandiger Lehm
1.fC _v B _b	15,5	8,7	21,4	30,7	60,8	17,9	5,6	0,2	23,7	Uls		sandig lehmiger Schluff
Profil 2												
obere lessivierte Umlagerungszone mit Holzkohlen	10,6	8,3	14,2	28,5	51,0	29,5	7,9	1,0	38,4	Uls		sandig lehmiger Schluff
untere lessivierte Umlagerungszone mit Holzkohlen	11,6	9,6	16,1	30,6	56,3	24,5	6,3	1,3	32,1	Uls		sandig lehmiger Schluff
untere lessivierte Umlagerungszone mit Holzkohlen	13,8	9,5	15,7	31,6	56,8	21,8	6,5	1,1	29,4	Uls		sandig lehmiger Schluff
1.fSB _t oben	18,8	9,3	13,6	26,6	49,5	23,6	7,5	0,6	31,7	Ls2		schwach sandiger Lehm
1.fSB _t mitte	22,6	5,0	14,2	27,7	46,9	24,0	6,0	0,5	30,5	Ls2		schwach sandiger Lehm
1.fB _t unten	17,3	5,3	12,4	25,9	43,6	31,7	7,0	0,4	39,1	Ls2		schwach sandiger Lehm

Da in gut gegliederten Lößprofilen in diesem Abschnitt der Gräselberger Boden und weitere Naßböden auftreten können (vgl. SEMMEL 1968: 5ff., BIBUS 1992: 10), ist es naheliegend, eine Parallelisierung mit diesen Straten durchzuführen. Abgeschlossen wird der Mittelwürmlöß durch bräunlichgelbe, veräufte, lehmige Feinsande mit einzelnen aufgearbeiteten Kieseln. Darunter folgt eine durchgehende

Kieslage, die eine Diskordanz anzeigt. Bei den liegenden Schichten handelt es sich um grau-braun-weiß gefleckte feinsandige Lehme mit plattiger bis lokal auch schwach polyedrischer Struktur. Viele Mn-Konkretionen und Fe-Nadelstiche zeigen eine Vernässung des Substrates an. Auf den Bodenaggregaten sind braune Überzüge entwickelt, die an ihrer Oberfläche von einem hellgrau-

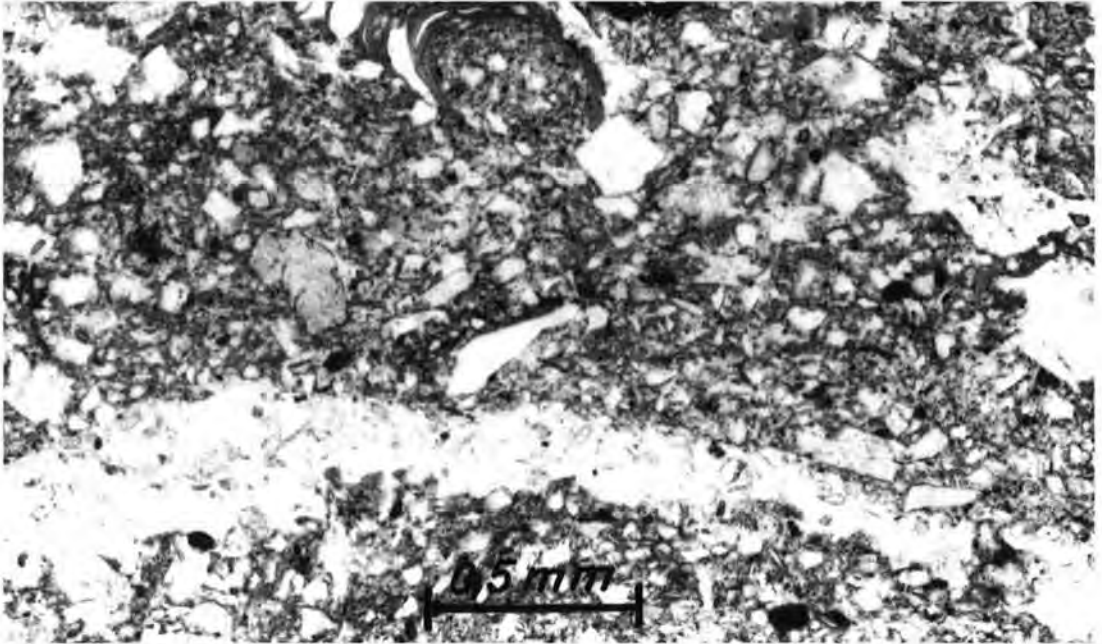


Abb. 8: Dünnschliff von der schwach lessivierten Umlagerungszone über dem letztinterglazialen Boden in Baltringen.
 Fig. 8: Microscopic section of the slightly leached redeposition zone overlaying the last interglacial soil in Baltringen.

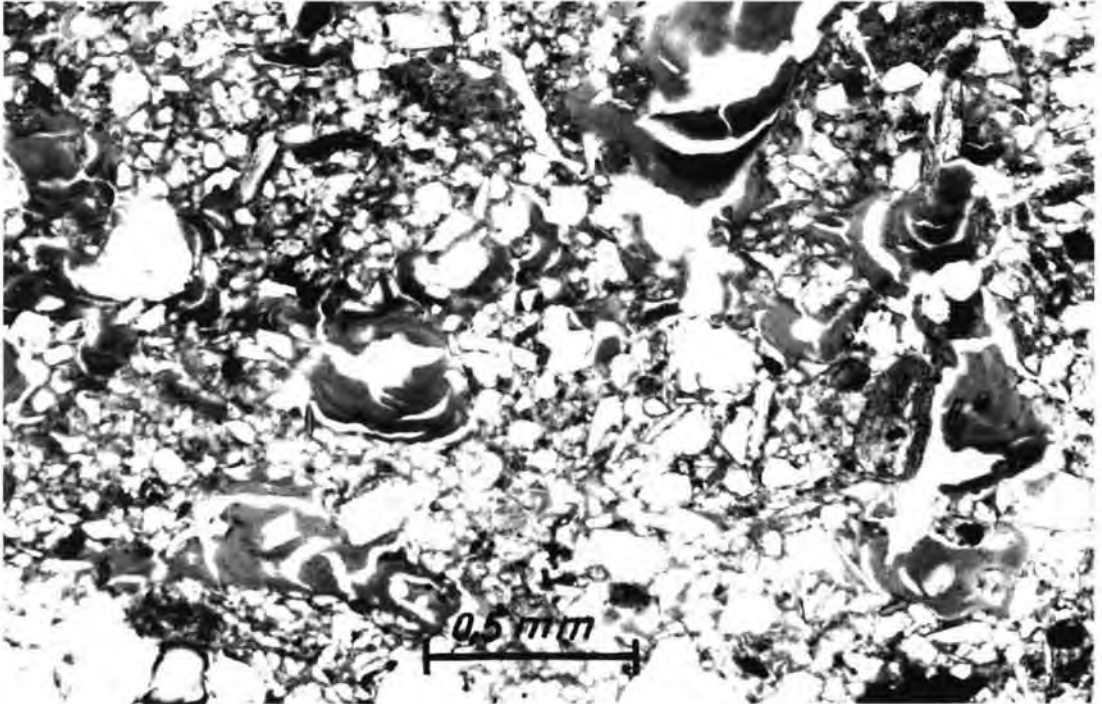


Abb. 9: Dünnschliff vom letztinterglazialen Boden in Baltringen.
 Fig. 9: Microscopic section of the last interglacial soil in Baltringen.

Erläuterungen zu Abb. 8 und 9: Im Vergleich der beiden Dünnschliffe ist klar zu erkennen, daß die Umlagerungszone sehr wenige und schwache Tonilluvationen besitzt. Im Gegensatz zu den makroskopischen Befunden lassen sich auf den Flächen zwischen den plattigen Aggregaten im Dünnschliff keine Tonbeläge

nachweisen. Die Schluffkörner in den Klüften sind hingegen gut zu erkennen. Der letztinterglaziale Boden (1. IB₁) weist hingegen eine intensive Toneinschlümmung mit laminierten Tonsubstanz in den Poren auf. Von der Verwitterungsintensität können die beiden Horizonte deshalb nicht verglichen werden.

en Feinsand überzogen werden, der dem Horizont die graue Färbung gibt. Es handelt sich hierbei um eingespülten Feinsand zwischen den einzelnen Bodenplatten, während die braunen Überzüge makroskopisch wie Toncutane aussehen. Auffallend sind außerdem sehr grobe Poren in den einzelnen Aggregaten. Das Innere der Aggregate besteht aus humosbraunem Substrat, welches aus einer älteren Verwitterung stammt. Im tieferen Bereich wird das Material braun bis rötlichbraun gefärbt und stärker pseudovergleyt. In dem gesamten Horizont treten vereinzelt Holzkohlebröckchen auf, die auch von MIARA et al. (1993) erwähnt worden sind. Durchgeführte Bestimmungen der Holzkohlen durch SCHOCH (schriftl. Mitt.) haben ergeben, daß es sich vorwiegend um Kiefern und Fichten, im oberen Bereich auch um Lärchen handelt. Im unteren Bereich konnten jedoch in einer Probe wenige Holzkohlebröckchen von Eichen nachgewiesen werden, so daß auch Hinweise für einen umgelagerten Horizont mit thermophilen Elementen vorliegen. Nach den beschriebenen Eigenschaften besteht zumindest makroskopisch kein Zweifel daran, daß der zweigeteilte Horizont eine Lessivierung erfahren hat. Allerdings konnte in Bodendünnschliffen an den plattigen Aggregatgrenzen keine Tonsubstanz nachgewiesen werden. Nur in kleinen Poren tritt sehr selten etwas Ton auf. Mit nur 10 % Ton (vgl. Tab. 1) weist das Material für einen B_1 -Horizont auch einen zu geringen Tongehalt auf. Außerdem treten Holzkohlebröckchen nach unseren Erfahrungen nicht in autochthonen B_1 -Horizonten auf, während sie in Fließerden über interglazialen fossilen Böden häufiger zu finden sind. Die makroskopischen B_1 -Merkmale sind nur im südlichen Bereich der östlichen Abbauwand vorhanden. Nach Norden geht der Horizont in eine schwach humose, holzkohlebröckchenführende Fließerde ohne B_1 -Struktur über und muß dort von der gesamten Ausbildung her als Niedereschbacher Zone angesprochen werden. Nach SEMMEL (1969) handelt es sich hierbei um das Umlagerungsprodukt des letztinterglazialen Bodens, lokal auch mit aufgearbeiteten Altwürmabschnitten, das zu Beginn des Mittelwürms entstanden ist. Die geringe Humusbeimengung im oberen Bereich der Umlagerungszone kann in Baltringen auf aufgearbeitetes Material von Altwürm-Humuszone zurückgeführt werden. Eine solche Deutung ist vor allem deswegen möglich, da in der 6 km entfernt liegenden Kiesgrube Schemmerhofen und in einer Kiesgrube bei Äpfingen noch Reste einer Altwürm-Humuszone nachgewiesen werden konnten (KÖSEL 1992: 144), die anzeigen, daß die Altwürm-Humuszone in diesem Raum ausgebildet waren. Auch in Schemmerhofen ist lokal eine schmutzigbraune Umlagerungszone der Niedereschbacher Zone mit Holzkohlen und makroskopisch erkennbaren Ton-

überzügen vorhanden. In diesem Zusammenhang muß darauf hingewiesen werden, daß SEMMEL (1974: 25) eine autochthone Überprägung der Niedereschbacher Zone nach der Umlagerung für möglich hält und ALTEMÜLLER (1974: 124) biogene Spuren in dieser Zone mikromorphologisch nachweisen konnte. Eine Tondurchschlammung, wie sie im Profil Baltringen und Schemmerhofen offensichtlich vorliegt, wurde jedoch noch nicht beschrieben. Dennoch tendieren wir dazu, den beschriebenen Horizont als in besonderer Unterhangposition schwach lessivierte Umlagerungszone zu deuten. Wir können andererseits auch nicht vollkommen ausschließen, daß es sich um eine eigenständige Bodenbildung handelt. Zudem sei auf die Diskussion über die regionale Differenzierung von altwürmzeitlichen Böden im Kapitel 2 verwiesen.

Die holzkohleführende, zweigeteilte Umlagerungszone wird von einem rötlichbraunen, pseudovergleyten, fossilen B_1 -Horizont mit plattig-polyedrischer Struktur und sehr kräftigen Toncutanen unterlagert. Auch in Dünnschliffen läßt sich eine massive Toneinspülung nachweisen. Nach unten läßt die Verwitterungsintensität des B_1 -Horizontes nach, und er löst sich zudem in eine Lamellenstreifenzone auf. Das Ausgangssubstrat des C-Horizontes ist ein feingeschichteter, sandiger Lehm bis lehmiger Sand mit eingeschalteten kiesigen Lagen. Ob es sich hierbei um einen durch Umlagerungsvorgänge gekennzeichneten Sandlöß oder ein abuales Schwemmsediment handelt, ist schwer zu entscheiden. Da jedoch der B_1 -Horizont auf Feinmaterial entwickelt ist, kann davon ausgegangen werden, daß es sich insgesamt um eine äolisch beeinflusste Deckschicht handelt. Aufgrund der durchgeführten Korngrößenanalysen nimmt der Tongehalt im B_1 -Horizont von ca. 22 % auf 15 % in der Lamellenstreifenzone ab. Die Bodenart verändert sich mit zunehmender Profiltiefe von einem schluffigen Lehm über einen sandigen Lehm zu einem sandig-lehmigen Schluff (vgl. Tab. 1). Aufgrund der Färbung in den Bodenaggregaten und in der Lamellenstreifenzone kann davon ausgegangen werden, daß das Ausgangssubstrat der Parabraunerde kein Bodenkolluvium, sondern unverwittertes, nicht verbrauchtes Sediment gewesen ist. Allerdings ist das hellgrau gefärbte Ausgangssubstrat der Bodenbildung an der Basis der Deckschichten heute kalkfrei.

Aus den beschriebenen Verhältnissen kann der Schluß gezogen werden, daß nach Ablagerung der Terrasse vor der Würmkaltzeit eine eigenständige Deckschicht aufgelagert und anschließend intensiv verwittert wurde. Diese Deckschicht stellt somit einen eigenen Kaltzeit-Warmzeit-Zyklus dar. Der fossile B_1 -Horizont ist allerdings nur an den Stellen vorhanden, an denen der Abbau am tiefsten in den Terrassenhang vorangetrieben wurde. Zum äußeren

Terrassenrand wird er von der Fließerde der Niedereschbacher Zone gekappt. Es stellen sich dann verkürzte und stark kryoturbar gestauchte Profile ein, wie sie in Kapitel 4 beschrieben wurden. Man kann daraus abschätzen, wie leicht man selbst bei großräumigen Aufschlüssen zu Fehleinstufungen kommen kann, da in der Regel der Kiesabbau von der äußeren Terrassenkante ausgeht und damit sehr selten die Deckschichten in der Hangverkleidung zur oberen Terrassenstufe aufgeschlossen sind.

Unter dem beschriebenen Deckschichtenprofil folgt in Baltringen der über 15 m mächtige Schotterkörper der Älteren Hochterrasse aus dem Mittleren Riß. Die Kiese sind von der Oberfläche her zu einem 2-3 m mächtigen, schmutzig-braunen B_{VI} -Horizont verwittert, dessen Untergrenze einen bogenförmigen Verlauf besitzt. Die Kiese sind sehr stark zersetzt, der B_I -Horizont ist nur noch lokal in einer Mächtigkeit von 10 cm erhalten. Im Vergleich mit anderen Bodenbildungen muß davon ausgegangen werden, daß es sich bei der Kiesverwitterung um den unteren Bereich einer interglazialen Bodenbildung handelt. Da an der Basis der Deckschicht noch weitgehend unverwitterte Partien vorhanden sind, kann es sich nicht um einen Durchgriff von der nächstjüngeren Bodenbildung handeln, wogegen auch die Mächtigkeit und Intensität der Kiesverwitterung spricht.

Im Profil Baltringen sind somit mindestens zwei fossile Parabraunerderreste vorhanden, die wir als interglaziale Bildungen einstufen. Der 2. fossile Boden auf den Kiesen wird als „Baltringer Boden“ bezeichnet. Es ergibt sich damit auch für die Terrassenschotter entsprechend wie für die Moränen des Mittleren Riß (Doppelwall-Riß) eine Mindesteinstufung in die drittletzte Eiszeit.

In diesem Zusammenhang ist weiterhin von Bedeutung, daß von SCHÖBER (1989: 212) in einem Hochterrasseaufschluß bei Wasterkingen (Schweiz) ein als interstadiale Bildung angesehener Boden beschrieben wird, der zwischen Jüngeren und Mittlerem Riß entstanden sein soll. Wir haben diese Verwitterungserscheinung als lokales Vorkommen im nördlichsten Abschnitt der aufgelassenen Kiesgrube Spühler in Wasterkingen wiedergefunden. Es handelt sich um eine ca. 2 m mächtige, nach oben unscharf begrenzte Zone, in der schichtparallel sandige Kieslagen verbraunt, aber nicht entkalkt sind. Einzelne Dolomite sind verascht, eine starke Auflösung von Kalken, wie sie von SCHÖBER (1989: 212) beschrieben wurde, konnten wir nicht beobachten. In feinsandfreien Kieslagen ist außerdem eine rötlichbraune Tonsubstanz eingespült, die eindeutig von einer warmzeitlichen Bodenbildung stammt. Da jedoch die Verwitterungserscheinungen in der Kiesgrube nur in der Nähe des ursprünglichen Terrassenhanges auftreten und die Zone nicht die typischen Eigenschaften eines gekappten Bodens besitzt, sehen wir sie als Durch-

griff von einer jüngeren Oberfläche an. Der „Wasterkinger Boden“ hat u. E. somit keinen stratigraphischen Aussagewert für die Gliederung der Rißeiszeit.

6 Das Ältere Riß (Zungen-Riß) und seine Abgrenzung zu jüngeren Sedimenten

Die Ablagerungen des Älteren Riß oder Zungenriß liegen nach SCHREINER (1989) und SCHREINER & HAAG (1982) vor den Doppelwall-Endmoränen oder sind im Vergletscherungsbereich des Doppelwall-Vorstößes von dessen Ablagerungen bedeckt. Auch vor den Doppelwall-Endmoränen sind die Sedimente aufgrund ihrer tiefen Lage zumeist von Kiesen des Mittleren Riß überlagert worden. Im Bereich des Dünbachtals (NE Biberach) tritt eine gut ausgebildete Schotterterrasse auf, die dem Zungenriß zugeordnet wird. Die Terrasse ist deswegen so gut erhalten geblieben, weil das Dünbachtal zum Doppelwall-Maximalstand nach HAAG (1991: 23) von Schmelzwässern nicht durchflossen wurde. Die Schotter sind im Vergleich zum Mittleren Riß wesentlich tiefer verwittert, was auf ein dazwischenliegendes Interglazial zurückgeführt werden könnte. Aufgrund der relativ schmalen Terrassenleisten läßt sich jedoch auch ein stärkerer Wasserzuzug von den Hangbereichen und damit eine größere Entkalkungstiefe lokal nicht ausschließen.

Besonders gut sind die Sedimente der beiden Eisvorstöße seit langem am Scholterhaus nördlich von Biberach aufgeschlossen. Eine als ausgewaschene Grundmoräne angesehene Grobblocklage (SCHREINER 1985: 26), die auch lokal eine Geschiebelehm-schmitze führte, wird als Grenze zwischen Älterem und Mittlerem Riß angesehen. Eingespültes, rötliches Feinmaterial sowie eine Zersetzung der Dolomite unter der Grobblocklage werden als Anzeichen einer Verwitterungsphase zwischen Mittlerem und Älterem Riß gewertet. Die angegebenen Befunde reichen allerdings für weiterführende paläoklimatische Schlüsse wohl nicht aus.

Wesentlich bessere Aussagen lassen sich durch zwei Bohrungen machen (Bl. Biberach/Nord Bohrung Nr. 18 und 20a), in denen eine als Zungenriß angesehene Grundmoräne 0,2 m (Bohrung 18) bzw. 2 m (Bohrung 20a) verbraunt und in der Bohrung 20a auch entkalkt war. Der Bodenhorizont in der Bohrung 20a kann von der Entwicklungstiefe bedenkenlos als interglaziale Bildung angesehen werden. Nur schließt SCHREINER (1989: 191) inzwischen nicht aus, daß es sich bei dem Ausgangssubstrat in der Bohrung 20a aufgrund der Höhenlage möglicherweise um mindelzeitliche Grundmoränenablagerungen handelt.

Günstigere Aufschlußverhältnisse liegen im Bereich der rißzeitlich verfüllten Andelsbachrinne vor. Nach ELLWANGER (1990) handelt es sich um rißzeitliche Füllungen, die das Ältere (Zungenriß) und das Mittlere

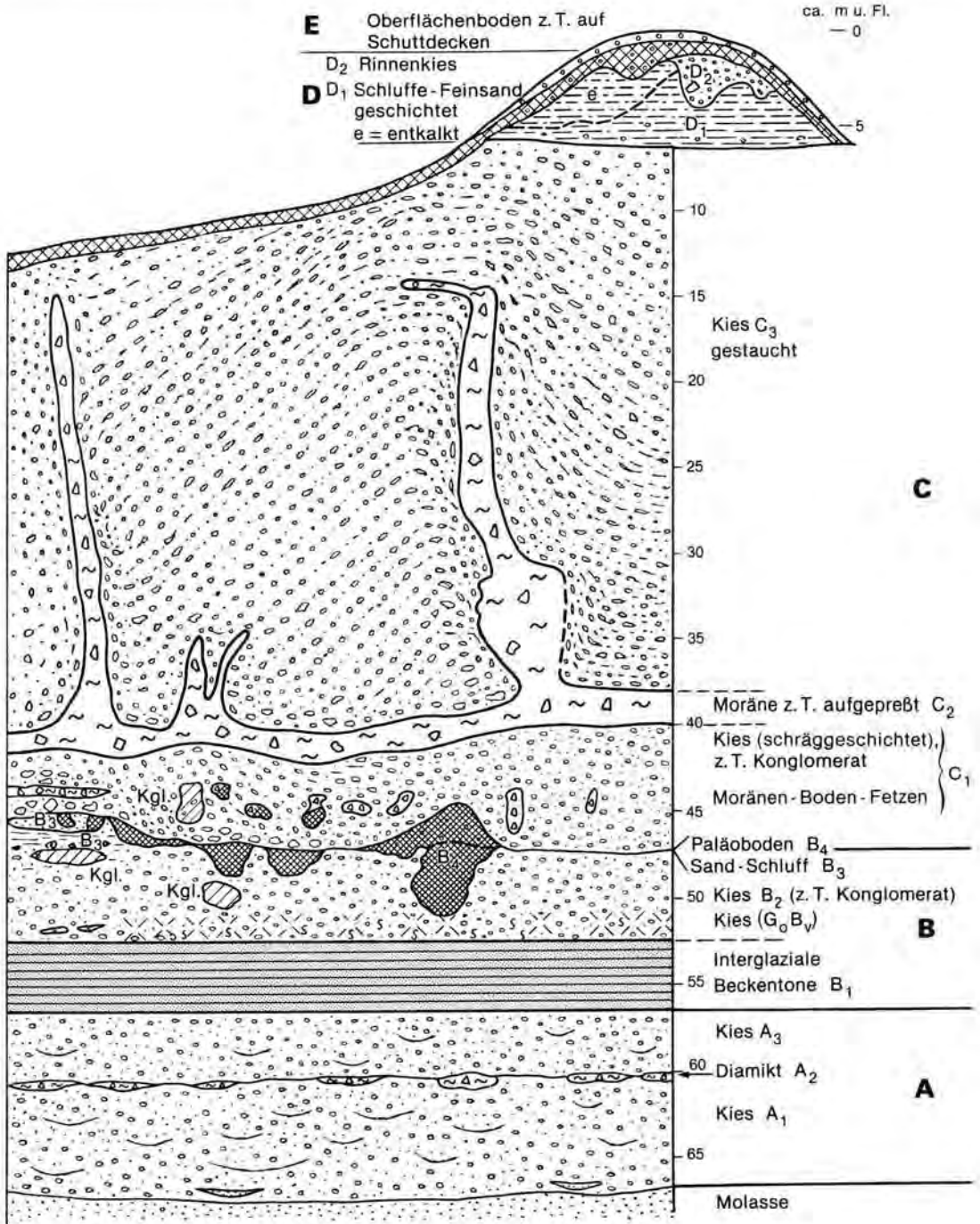


Abb. 10: Das Gesamtprofil der Kgr. Bittelschieß (schwach schematisiert).
 Fig. 10: Complete profile of the Bittelschieß gravel pit (slightly schematic).

Riß (Doppelwall-Riß) umfassen und schotterpetrographisch und von ihrer morphologischen Position zweifelsfrei als rißzeitliche Ablagerungen gegenüber mindelzeitlichen Schottern abzugrenzen sind. Die beiden glazialen und glazifluvialen Sedimentserien sind in mehreren Aufschlüssen recht gut aufge-

schlossen. Die besten Aufschlußverhältnisse liegen in der bereits genannten Kiesgrube Bittelschieß (E Flur Burgstall, Bl. 7921 Sigmaringen) vor, deren Abbau wir bereits seit über 10 Jahren verfolgen. Die gegenwärtige Aufschlußsituation hat sich gegenüber der Beschreibung von ELLWANGER (1990) im mittleren

und oberen Aufschlußbereich einerseits durch vorschreitenden Abbau in eine Kuppe (Walddistrikt Kohlhaus) und andererseits durch neu aufgeschlossene Seesedimente im mittleren Abschnitt wesentlich verbessert. Die untere Serie umfaßt nach ELLWANGER Schotter mit abschließenden feinsandigen bis tonigen Bänderschluften und Diamikt-Lagen. In diesem Bereich lokal gefundene Lehmschollen ließen die Vermutung einer zwischengeschalteten Verwitterungsphase aufkommen. Der obere Schotter ist nach ELLWANGER durch ein Geschiebemergelband zweigeteilt und zum Teil durch glaziale Einflüsse bis in erhebliche Tiefe gestaucht. Den Abschluß soll eine lückenhaft verbreitete Moräne bilden. ELLWANGER (1990) parallelisiert die Sedimente in der Ändelsbachrinne mit der Abfolge am Scholterhaus im Rißtal, so daß sich für den unteren Schotter mit den abschließenden Schluff- und Diamikt-Bändern ein zungenrißzeitliches Alter und für den oberen Schotter eine Einstufung in das Mittlere Riß (Doppelwall-Riß) ergibt. Der im oberen Schotter eingeschaltete diamiktische Till soll nach diesen Vorstellungen die klimatisch unbedeutende Rückschmelzphase des Paultler Interstadials zwischen dem inneren und äußeren Doppelwall repräsentieren; die abschließende Moräne müßte dann mit dem inneren Doppelwall-Stand bzw. dessen Abschmelzphase in Verbindung zu bringen sein.

Im Jahre 1994 war der unterste Abschnitt (A in Abb. 10) in Bittelschieß ziemlich unverändert wie in den vergangenen Jahren aufgeschlossen. Nahe der Basis und im oberen Bereich der sandigen Mittel- und Grobkiese sind vereinzelt Sandlinsen eingeschaltet. Außerdem lassen sich auch in den geschichteten Kiesen flache Muldenfüllungen nachweisen. Dieser unterste Kies wird durch eine lokal aussetzende, aber im gesamten Aufschluß durchgehende, gelbe bis grünliche Lehmlage abgeschlossen. An einzelnen Stellen sind Kiese eingelagert, die jedoch nicht gekritz sind. Vereinzelt weisen die Lehme eine deutliche Feinschichtung und geringe Stauchungen auf. In dieser Lage waren auch in früheren Jahren entkalkte, verbrauchte und schwach pseudovergleyte Lehmsetzen aufgeschlossen, die Umlagerungsprodukte einer Bodenbildung darstellen. In einer Aufschlußsituation waren geschichtete Lehme auch von der Oberfläche her in kleinen Zapfen wenige Zentimeter entkalkt, wobei die Entkalkung an Ort und Stelle erfolgt ist. Es ist deshalb nicht auszuschließen, daß mit der den unteren Kieskörper abschließenden Lehmlage eine Diskordanz und eine Bodenbildungsphase verbunden ist. Trotz gewisser Hinweise auf eine Verwitterung muß jedoch bei einer kritischen Beurteilung klar festgestellt werden, daß die pedologischen Befunde für die Rekonstruktion eines Interglazials beim bisherigen Kenntnisstand nicht ausreichen. Dafür ist die autochthone Entkal-

kung zu gering. Bei den verbrauchten und entkalkten Lehmschmitzen handelt es sich hingegen um allochthone Bildungen, die von älteren Böden aufgearbeitet sein können.

Eine andere Frage ist es, wie die gelben und grünen Lehmlagen genetisch zu deuten sind. Da die dünnen Lehmschichten oft mehrere Meter durchhalten und lokal in flachen Mulden auch mächtiger werden, handelt es sich nicht um einen Horizont von abgerollten Brocken aus älteren Feinsedimenten. Vielmehr ist eine Deutung als Grundmoräne wahrscheinlich, die mit den unterlagernden Kiesen den Eisvorstoß zum Älteren Riß (Zungenriß) belegt. Dabei können auch Relikte älterer überfahrener Böden aufgearbeitet sein. Die hangenden Kiese, die etwas feinkörniger sind, dürften den Rückschmelzschottern dieses Eisvorstoßes entsprechen. ELLWANGER (1990: 240) macht zwar darauf aufmerksam, daß die basalen Schotter nicht ganz so grob sind, wie man sie für hochglaziale Schmelzwasserkiese erwarten würde, doch sieht er letztlich im Vergleich mit dem Aufschluß am Scholterhaus die Möglichkeit, den Abschnitt als beckenwärtige Ablagerung eines Eisvorstoßes zu deuten. Auf jeden Fall ist sedimentologisch eine gesamte glaziale Serie vertreten.

Der Abschnitt A wird von warvenartig geschichteten Beckensedimenten (B_1) überlagert. Die ca. 3,90 m mächtige und erstmals im Jahre 1994 aufgeschlossene Schicht weist eine farbliche Dreiteilung auf. Der unterste Bereich ist braungelb (1 m), der mittlere grau (1,20 m) und der obere ocker (1,70 m) gefärbt. Es läßt sich jeweils eine Schichtung zwischen helleren und dunkleren Lagen erkennen, so daß rhythmisch geschichtete Zyklen vorliegen. Ob es sich hierbei um Jahreszyklen handelt, läßt sich schwer entscheiden. Im untersten Abschnitt sind die Bänder dicker (0,5-3 cm) als im mittleren und oberen Bereich (max. 0,5 cm). Außerdem wechselt die Korngröße von schluffigen, bisweilen auch feinsandigen Lehmen zu Tonen. Die Beckensedimente sind nahezu frei von makroskopisch erkennbaren Fossilien und sonstigen Lebensspuren. Trotz intensiven Suchens konnte bislang nur ein kleiner Abdruck (ASPRION, mündl. Mitt.) und ein undefinierbarer zersetzter Pflanzenrest gefunden werden. Es lag deshalb zunächst nahe, die Beckentone als kaltzeitliche oder allenfalls interstadiale Bildungen anzusehen. Die pollenanalytische Untersuchung durch BLUDAU (schriftl. Mitt.) hat jedoch ein voll entwickeltes Interglazial vom Typ Samerberg II ergeben, welches durch wärmeliebende Arten wie z. B. *Pterocarya* und *Buxus* gekennzeichnet ist, während *Fagus* vollkommen fehlt. Am Samerberg würde ein vegetationsmäßig entsprechendes Interglazial als das Riß/Mindel-Interglazial angesehen und mit dem Holstein-Interglazial von Norddeutschland parallelisiert (JERZ, 1983, 1993; GRÜGER 1983). Es ist von

großer Bedeutung, daß dieses Interglazial in Bittelschieß in einer Innerriß-Position liegt.

Die interglazialen Beckentone werden von einem schmutziggroßbraunen, grobsandigen Fein- bis Mittelkies überlagert, der lokal entkalkt ist und rostrote G_0 -Streifen führt. Im nördlichen Teil des Aufschlusses liegt dieser G_0B_V -Horizont direkt den Bändertonen auf. Nach Süden wird er von wenigen Dezimetern unverwitterten, kalkhaltigen Kies unterlagert und löst sich in einzelne Flecken auf. Es handelt sich offenbar um einen schwach verbrauchten Horizont, der als Abschluß des Interglazials gedeutet werden kann. Allerdings ist auch nicht auszuschließen, daß eine spätere, sekundäre Bildung über den wasserstauenden Beckentonen vorliegt. Der G_0B_V -Horizont wird von einem hellgrauen, sandigen Mittel- bis Grobkies überlagert, der horizontal geschichtet und kalkhaltig ist. Über diesem Kies (B_2) folgt ein gelblicher, feinsandiger Schluff (B_3), der nach oben in geschichtete Sande mit einzelnen eingelagerten Kiesen übergeht. Diese erneute Feinsedimentablagerung wird von einer Diskordanz abgeschlossen, die zum Teil bis in die liegenden Kiese hinabgreift. Von Bedeutung ist dabei, daß an der im Aufschluß klar zu erkennenden Diskordanz Verwitterungstaschen einer Bodenbildung (B_4) ansetzen. Es handelt sich um entkalkte, verbrauchte Bereiche. Da die Verwitterungstaschen in den Sanden, Schluffen und auch noch in den liegenden Kiesen auftreten und zum Teil mehrere Meter tief sind, kann es sich nicht um den „Durchgriff“ der Verwitterung von einer jüngeren Oberfläche handeln. Dagegen spricht auch die Überlagerung durch mehrere 10er m kalkhaltiger Sedimente. Außerdem sind Brocken des B_{VT} -Horizontes in den Sedimenten über der Diskordanz aufgearbeitet worden, so daß eindeutig belegt ist, daß sich die Bodenbildung unmittelbar vor Ausbildung der Diskordanz entwickelt hat. Nach den beschriebenen Verhältnissen handelt es sich um die Wurzelzone eines Bodens, dessen oberer Bereich durch die hangende Diskordanz unterschiedlich stark gekappt worden ist. Aufgrund der maximal erhaltenen Entkalkungstiefe von über 2 m kann davon ausgegangen werden, daß es sich ursprünglich um eine intensive, tiefgründige und damit warmzeitliche Bildung gehandelt hat. Da in den Kiesen (B_2) zwischen den interglazialen Beckentonen und dem fossilen Bodenrelikt keine Klimazeiger zu finden sind, muß es offen bleiben, ob die zwei dicht beieinanderliegenden, warmzeitlichen Horizonte durch eine Kaltzeit getrennt sind, oder eine einzige, möglicherweise mehrgliedrige Warmzeit repräsentieren. Nach den Aufschlußbefunden und der stratigraphischen Position wäre es möglich, den Abschnitt B als eine zweigeteilte Warmzeit anzusehen, so wie sie aus der Schweiz (Meikirch, Utznach, s. WELTEN 1982) und vom Samerberg in Bayern (Samerberg II, s. JERZ

1983, 1993; GRÜGER 1983) beschrieben und wie bereits erwähnt, als Äquivalent des Holsteins angesehen wurde. Der jüngere Abschnitt dieses Interglazials könnte durch die jüngeren Feinsedimente und die terrestrische Bodenbildung überliefert sein.

Der Abschnitt C setzt mit einem glazialen Zyklus ein. Es handelt sich um eisrandnahe Schotter, Schottermoränen und Diamikte (C_1). Es lassen sich häufig gekritzte Geschiebe nachweisen, die einen glazialen Transport belegen. Teilweise fallen die Schotter wie bei einer Schwemmkegelschüttung schräg ein. Außerdem sind in dem Sediment Diamikt-Fetzen und verwitterte und entkalkte Schluffe aufgearbeitet worden, die wohl aus der liegenden Bodenbildung stammen. Die Sedimente müssen unmittelbar am Rande eines Gletschers zur Ablagerung gelangt sein. Darüber folgen die von ELLWANGER (1990) beschriebenen, mächtigen „oberen Schotter“ (C_2), in die an der Basis das 1-2 m starke „Paulter Geschiebemergelband“ als diamiktischer Till (C_2) eingeschaltet ist. Die Kiese und das Geschiebemergelband sind lokal glazitektonisch gestört, wobei das Geschiebemergelband z. T. diapirartig bis nahe an die Oberfläche aufgepreßt ist und jüngere Moränenablagerungen vortäuscht. Dieses Moränenband wird in Anlehnung an die Verhältnisse im Rißtal bei Biberach mit dem Maximalstand des Doppelwalls und der zwischen innerem und äußerem Doppelwall liegenden Paulter Rückschmelzphase in Beziehung gebracht. Die abschließenden Schotter und die von ELLWANGER (1990) erwähnten abdeckenden Grundmoränenrelikte würden dann stratigraphisch dem Eisstand des inneren Doppelwalls entsprechen, nach dessen Abschmelzen der geomorphologische Umbruch zum Jungriß im rißzeitlichen Altmoränengebiet erfolgt ist. Durch den voranschreitenden Abbau in Bittelschieß sind in einer Kuppenposition noch jüngere Sedimente (D) aufgeschlossen worden. Die von ELLWANGER beschriebenen, fleckenhaft verbreiteten Grundmoränenreste konnten dabei nicht nachgewiesen werden. Auch bei früheren Abbauständen haben wir die Grundmoränendecke nicht beobachten können, was u. U. auf die lückenhafte Verbreitung zurückzuführen ist. Statt dessen treten ca. 6 m mächtige, geschichtete, hellgraue Fein- bis Mittelsande (D_1) auf, in denen schichtparallel Kalkplatten ausgefallen sind. Im südlichen Bereich der Kuppe kann die von der Oberfläche eingreifende Entkalkung bis fast an die Untergrenze der Sande reichen. Im Übergang zu den liegenden Kiesen schalten sich in die fossilere Sande einzelne Schotterlagen ein. Am Hang der Kuppe streichen die horizontal lagernden Sedimente aus. Nahe der höchsten Stelle der Kuppe sind in die Sande Rinnen eingeschnitten, die von einem grauen, sandigen Grobkies verfüllt wurden (D_2). Am Rand einer solchen Rinne war ein kubikmetergroßer Block eingelagert, der auf starke Strömung

und Eisnähe hinweist. Unter einer kleinen Rinne waren die liegenden Sandschichten außerdem abgehoben und tektonisch geringfügig versetzt, was möglicherweise auf austauendes Toteis zurückzuführen ist. Die Ablagerung der Sande und Rinnenkiese in heutiger Kuppenposition kann ursprünglich nur in einer morphologischen Tiefposition erfolgt sein. Es liegt deshalb nahe, ihre Ablagerung zwischen Toteis oder in einer lokalen Hohlform anzunehmen, wobei es später zu einer Reliefumkehr gekommen ist. Den Abschluß des Profils bilden in Bittelschieß mit dem Bereich E Soliflukationsdecken, die zum Teil eine Mehrgliedrigkeit aufweisen. So überzieht der jungtundrenzeitliche Deckschutt (i. S. v. SEMMEL 1968) unter Wald das Relief flächenhaft, während der Mittelschutt nur in Muldenlage aufrtritt. In den erwähnten Sedimentfallen der randlichen Hohlformen werden diese periglazialen Sedimente mächtiger und stärker gegliedert. Sie wurden bereits im Kapitel 5 als Deckschichten auf den Ablagerungen des Mittleren Riß beschrieben. Nicht nur aufgrund der morphologischen Position innerhalb des rißzeitlichen Altmoränengebietes, sondern auch aufgrund der vorgestellten Aufschlußanalyse läßt sich zeigen, daß die Landschaft um Bittelschieß im Mittleren Riß entstanden ist. So entsprechen die Abschnitte C und D zeitlich dem Doppelwall-Riß und das Oberflächenrelief der Abschmelzphase nach dem inneren Doppelwall. Außerdem kann in Bittelschieß belegt werden, daß vor dem Mittleren Riß (Doppelwall-Riß) entweder ein zweigeteiltes Interglazial oder zwei wärmere Abschnitte in Innerrißposition liegen. Damit ist auf jeden Fall eine Warmzeit bzw. ein Warmzeitkomplex zwischen Doppelwall- und Zungen-Riß bewiesen, welches als Bittelschieß-Interglazial bezeichnet wird.

7 Zusammenfassende Schlußbemerkung

Durch die vorgestellten Untersuchungen im Rheingletschergebiet wurde vorwiegend durch paläopedologische Befunde versucht, der Frage nachzugehen, ob die Rißkaltzeit im klassischen Sinne eine einheitliche Eiszeit darstellt oder ob die einzelnen morphostratigraphischen Einheiten durch Interstadiale (SCHREINER 1989, 1992: 199; SCHREINER & HAAG 1982) oder Interglaziale untergliedert werden.

Beim bislang einzigen Aufschluß der 13-m-Terrasse (Untere Hochterrasse), welcher komplexere wärmzeitliche Deckschichten mit einem erhaltenen Altwürmabschnitt aufweist, konnte nur eine wärmzeitliche Bodenbildung nachgewiesen werden. Der B_t -Horizont ist an der Aufschüttungsoberfläche der Terrasse ausgebildet. Aufgrund der Intensität muß die als „Rosnaer Boden“ benannte Bodenbildung dem Riß/Würm-Interglazial zugeordnet werden. Darüber folgen in den Deckschichten mit einer frühwürmzeitlichen, schluffigen Umlagerungszone und einer

Mosbacher Humuszone typische Altwürmstraten. Reste einer fossilen Parabraunerdebildung waren in den Deckschichten nirgends vorhanden (vgl. Diskussion Kap. 2).


Die glazialen und glazifluvialen Ablagerungen des Mittleren Riß werden weitverbreitet durch eine kräftige, interglaziale Bodenbildung abgeschlossen. Es handelt sich dabei in einzelnen Profilen nicht um den letztinterglazialen Boden, da bei komplexer aufgebauten periglazialen Deckschichten ein weiterer fossiler Parabraunerderest erhalten ist, der von seiner Intensität als wärmzeitliche Bildung anzusehen ist und mit dem letztinterglazialen Rosnaer Boden parallelisiert werden muß. Besonders aussagekräftig ist das Profil Baltringen aufgrund seiner stark äolisch beeinflussten zweigliedrigen Deckschichten, dem zwischengeschalteten intensiven B_t -Horizont des letzten Interglazials und einem eigenständigen Interglazialboden auf den Kiesen des mittleren Riß. Dieser vorletztinterglaziale Kiesverwitterungslehm wird als „Baltringer Boden“ bezeichnet. Trotz möglicher Zweifel bei der Anwendung der Abzählmethode ergibt sich als Mindestalter für das Mittlere Riß eine Einstufung in die drittlezte Kaltzeit.

Unabhängig von unseren paläopedologischen Untersuchungen wurde von BLUDAU (1995, 1995a, 1995b) mit Hofkirch II und Füramoos I ein präeozänzeitliches und postholsteinzeitliches Interglazial vom Typ Pfefferbichl nachgewiesen, welches zwischen Jung- und Mittelriß eingestuft werden muß. Beim gegenwärtigen Forschungsstand dürfte dieses innerrißzeitliche Interglazial dem vorletztinterglazialen Baltringer Boden entsprechen.

Aufgrund der vorgestellten Befunde kann die überregional wichtige Folgerung gezogen werden, daß der im Periglazialgebiet als Rißlöß bezeichnete, vorletztkaltzeitliche Löss in der alpinen Glazialgliederung zeitlich nur dem Jungriß entspricht (vgl. auch BIBUS 1995), was sehr wichtige Konsequenzen zur Folge hat. Parallelisiert man nämlich den vorletztkaltzeitlichen Löss mit dem glazialen Jungrißabschnitt, dann wäre aufgrund der Lössstratigraphie nach dem vorletztinterglazialen Boden und vor dem Jungrißeisvorstoß mit zwei kontinental geprägten Interstadialen zu rechnen, die im Löss durch die beiden Weilbacher Humuszonen überliefert sind (vgl. SEMMEL 1968). Im Liegenden von jungrißzeitlichen Grundmoränen auftretende Sedimente mit interstadialer Pollenführung, wie z. B. die Beckentone bei Großtissen nördlich von Saugau (SCHREINER 1980: 21, 1989: 193, 1992: 201), könnten Teile dieser Interstadiale entsprechen, womit eine Erklärung vorhanden wäre, warum lokal zwischen Jung- und Mittelriß auch interstadiale Sedimente gefunden wurden. Innerhalb der Moränen des Doppelwall-Riß konnten keine Hinweise auf eine Verwitterungsphase nachgewiesen werden, so daß das den Moränen

Tab. 2: Gliederungsschema des Rißeiszeiten-Komplexes. (Die interglazialen Bittelschieß-Tone entsprechen dem Samerberg-Holstein).

Table 2: Classification of the Riss Ice Age complex.

Holozän (nicht untergliedert)			
Würm - Eiszeit (nicht untergliedert)			
Riß / Würm - Interglazial		Rosnaer Boden, letztinterglazial, Krumbach, Zeifen	
Rißeiszeiten-Komplex	Jungriß	13m-Terrasse (Untere Hochterrasse), Endmoränen	
	Interglazial	Baltringer Boden, Hoßkirch II, Ottmannshofen, (Typ Pfefferbichl)	
	Mittelriß Mittleres Riß Doppelwall-Riß	Obere Hochterrasse, Doppelwall-Endmoränen, Vorstoßschotter	
	Interglazial	Bodenrest von Bittelschieß	
	 Altriß		Schotterkörper
		Interglazial	Bittelschieß -Tone mit Pterocarya, Hoßkirch I (Typ Samerberg II)
		Älteres Riß Zungenriß	Schotter, Moränenzungen
Mindel / Riß - Interglazial		Neufraer Boden	
Mindel - Eiszeit		Schotter (jüngerer Deckenschotter), Moränen	

zwischeneschaltete „Paulter Geschiebemergelband“, welches nach SCHÄDEL (1955) ein Interstadial repräsentieren soll, tatsächlich nur eine unbedeutende Gletscherschwankung darstellt, wie dies auch zuletzt von ELLWANGER (1990: 240) und SCHREINER (1992: 199ff.) angenommen wurde.

Für den Abschnitt vor dem Mittelriß (Doppelwall-Riß) wurden in eindeutiger Innerrißposition Belege für mindestens zwei weitere warme Abschnitte gefunden. Es handelt sich hierbei um Beckentone mit einem hochinterglazialen Pollenspektrum vom Holsteintyp (Bittelschieß-Interglazial) und ein im Hangenden befindlicher Bodenrest in größeren Verwitterungstaschen. Zwischeneschaltet tritt ein mehrere Meter mächtiger Kieskörper auf, über dessen klimatische Stellung bislang keine Aussagen möglich sind. Es ist deshalb auch schwer zu entscheiden, ob es sich bei dem Gesamtabschnitt um einen zweigeteilten Interglazialkomplex oder zwei eigenständige Warmzeiten handelt. Hinweise für ein doppeltes Interglazial i. S. v. EHLERS (1994: 230ff.) aus dem fraglichen Abschnitt i. w. S. liegen aus dem Schweizer Mittelland (SCHLÜCHTER 1987: 112, 1989: 283) und vom Samerberg (GRÜGER, 1983, JERZ 1983) vor, das mit dem Holstein-Interglazial parallelisiert wird. In beiden Gebieten sind Erosionsdiskordanzen in den Profilen nicht auszuschließen. Die in Bittelschieß in den Beckentonen gefundenen Pollen von *Buxus* und *Pterocarya* würden einer Einstufung in das Holstein nicht widersprechen. Allerdings sind auch im postholsteinzeitlichen Schöningen-Interglazial thermophile Elemente (z. B. *Pterocarya*) gefunden worden (URBAN 1991: 337), so daß auch eine Parallelisierung mit diesem Interglazial möglich ist. Ähnliches gilt auch für das Interglazial Hoßkirch I, welches nach BLUDAU (1995a) die gleiche Vegetationsabfolge wie Samerberg II besitzt. Da jedoch im Rheingletschergebiet nach dem *Pterocarya*-führenden Interglazial noch zwei innerrißzeitliche warme Abschnitte mit intensiver Verwitterung folgen, ist es zunächst naheliegender, das durch die Beckentone repräsentierte Bittelschieß-Interglazial mit dem norddeutschen Holstein zu parallelisieren. Dies würde allerdings zur Konsequenz führen, daß die Holstein-Warmzeit von Norddeutschland in Süd-Deutschland in einer Innerrißposition vor dem Mittelriß liegen würde und die Elster-Eiszeit u. U. jünger als die Mindel-Eiszeit wäre (vgl. auch ELLWANGER et al. 1994: 188, SCHREINER 1992: 208, BLUDAU 1995). Eine solche Vorstellung, die wir als durchaus realistisch ansehen, kann beim gegenwärtigen Stand sicher nur eine Diskussionsgrundlage sein; doch muß mit solchen Parallelisierungsmöglichkeiten ernstlich gerechnet werden.

Aus dem Periglazialraum des mittleren Neckartals erfährt das vorgestellte Gliederungskonzept zumindest eine Bestätigung. So treten in Steinheim/Murr

zwischen holsteinzeitlichen und eemzeitlichen Sedimenten zwei durch einen wärmeren Abschnitt getrennte, kaltzeitliche Terrassen auf (BIBUS 1989, BIBUS & WESLER, 1994, BLOOS 1994), die mit dem Jüngeren und Mittleren Riß parallelisiert werden können.

Folgt man andererseits den herkömmlichen Vorstellungen, daß das Holstein mit dem Mindel/Riß-Interglazial zu parallelisieren ist, dann muß man von mindestens 2 - 3 Warmzeiten im Saalekomplex ausgehen. Gerade eine solche Auffassung hat MANIA ohne Kenntnis unserer Ergebnisse auf der Tagung des AK Paläopedologie am 25.05.1995 vertreten (MANIA et al. 1995).

Für den sw-deutschen Raum besteht z. Zt. noch das Problem, daß die Mindel/Riß-Warmzeit zwar durch Bodenbildungen (z. B. Neufraer Boden, SCHÄDEL & WERNER 1963), aber nicht durch pollenführende Schichten in stratigraphisch gesicherter Position überliefert ist.

Wichtig ist dabei im Untersuchungsgebiet, daß die ältesten Sedimente in Bittelschieß schotterpetrographisch und von der geomorphologischen Position beim gegenwärtigen Stand nicht in die Mindel-Eiszeit gestellt werden können und damit die nachgewiesenen warmen Abschnitte innerrißzeitlich sind.

Nach den vorgestellten Befunden muß von einem monozyklischen Ablauf der Riß-Eiszeit, wie er gegenwärtig in Bayern i. S. v. PENCK & BRÜCKNER (1901/1909) vertreten wird (JERZ 1993: 12ff.), Abstand genommen werden und die klassischen Rißsedimente (Moränen und Schmelzwassersedimente) mindestens drei eigenen Eiszeiten zugeordnet werden (vgl. auch BIBUS et al. 1992, ELLWANGER 1995: 258ff.). Nach dem klassischen Gliederungsprinzip von PENCK & BRÜCKNER (1901/1909) müßten für die einzelnen Eiszeiten neue Namen eingeführt werden, doch würde dadurch die Gesamtgliederung u. E. nicht übersichtlicher und praktikabler. Es ist sicherlich einfacher, wie in den älteren Quartärabschnitten, von Komplexen auszugehen. In diesem Sinne soll deshalb auf der Gliederungsbasis von SCHREINER (1992: 199) von einem Rißkomplex gesprochen werden, der in Tabelle 2 dargestellt ist. Wir schlagen dabei vor, die einzelnen Abschnitte mit Jung-, Mittel- und Altriß zu bezeichnen, um die Möglichkeit zu einer weiteren sprachlichen Untergliederung der einzelnen Abschnitte zu geben (z. B. mittleres Jungriß, älteres Mittelriß usw.). Eine solche Vorgehensweise wird vor allem dann notwendig, wenn man künftig versucht, die glazialen Sedimente der Eiszeiten mit den zeitlich z. T. wesentlich besser überlieferten periglazialen Sedimenten in Verbindung zu bringen. Bei einem überregionalen Vergleich ergeben sich nunmehr gewisse Übereinstimmungen mit dem Schweizer Mittelland. So entspricht der geringe jung-

rißzeitliche Vorstoß im Rheingletschergebiet der vorletzten Eiszeit im Schweizer Alpenvorland und das Holstein ohne *Pterocarya* i. S. v. WELTEN (Typ Meikirch) wahrscheinlich dem Interglazial zwischen Jung- und Mittelriß. Der maximale Eisvorstoß ist somit auf jeden Fall älter als die vorletzte Eiszeit. Ob nun die Maximalausdehnung im Schweizer Mittelland dem Mittelriß, Altriß oder gar der Mindel-Eiszeit entspricht, läßt sich schwer entscheiden, zumal die Endmoränen aller drei Vorstöße, z. B. im östlichen Rheingletschergebiet, dicht beieinander liegen. Sicher kann dagegen wiederum in Übereinstimmung mit den Befunden von SCHLÜCHTER (1988/89: 151) für das Schweizer Mittelland gezeigt werden, daß die Eintiefung und nachfolgende Verschüttung der tiefausgeschürften Täler und Becken vor dem *Pterocarya*-führenden Interglazial (Typ Thalgut, Holstein P i. S. v. WELTEN) stattgefunden hat, und daß dieser Umbruch im Rheingletschergebiet mindestens vor vier Eiszeiten im Altriß oder in der unmittelbar davor liegenden Warmzeit erfolgt ist. Auf diesen Sachverhalt hat ELLWANGER (ELLWANGER et al. 1994: 188, 1995) für den süddeutschen Raum bereits mehrfach hingewiesen.

Auch in Nord- und Ostdeutschland geht man, wie eingangs erwähnt, von einer Dreiteilung der Sedimente der vorletzten Eiszeit aus. Ein zwischen Älterer und Mittlerer Saalevereisung angenommenes Interglazial (Uecker-Warmzeit, Vorselaer Schichten, (ERD 1987, KLOSTERMANN et al. 1988) ist in seiner Position innerhalb des glazialen Abschnitts des Saalekomplexes nach EHLERS (1994: 188) nicht eindeutig gesichert. So wird das nach der Ansicht von CEPEK zwischen Saale I und II liegende Uecker-Interglazial von LIPPSTREU (1994: 171) als älter angesehen, indem die Saale I-Moräne als elsterzeitlich eingestuft wird. Besonders umstritten ist auch die Frage, ob zwischen dem Mittleren und Jüngeren Saale-Eisvorstoß (Drenthe/Warthe) ein Interglazial (Treene-Warmzeit, Rügen-Warmzeit) gelegen hat. Nach GRUBE et al. (1986: 353) ist diese Frage noch nicht entschieden. Aus Polen werden aus diesem Abschnitt warmzeitliche pollenführende Sedimente (KRUPINSKI et al. 1987) und warmzeitliche Bodenbildungen beschrieben (BARANIECKA 1993, 1994, BARANIECKA & KONECKA-BETLEY 1994: 10ff.). Neuerdings wird dagegen in Ostdeutschland wohl stärker die Ansicht vertreten, daß im besagten Zeitraum keine Warmzeit nachzuweisen ist (LIPPSTREU 1994: 177 (in EISSMANN & LITT 1994, EISSMANN 1994: 151ff.), was im Gegensatz zu den Ansichten von CEPEK et al. (1994) und MANIA (1995) steht (vgl. auch die konträre Diskussion bei LIPPSTREU et al. 1994: 151ff.). Im Elbe-Saale-Gebiet wird als gewichtiges Argument für die Vorstellung eines fehlenden Interglazials angeführt, daß in den durch den saalezeitlichen Hauptvorstoß entstandenen Hohlformen immer nur Sedimente des Eems

und der Frühweichselzeit, aber nie ein älteres Interglazial gefunden wurde, obwohl in diesen Positionen die Entstehungs- und Erhaltungsbedingungen hervorragend und die Aufschlußverhältnisse in den Tagebauen ausgezeichnet sind. Wenn tatsächlich zwischen dem Drenthe- und Warthevorstoß keine Warmzeit gelegen hat, dann würde eine Parallelisierung mit den rißzeitlichen Vorstößen im Alpenvorland sehr schwer werden. Andererseits vertritt MANIA (1994: 324ff.) die Ansicht, daß es sedimentologische, palynologische und pedologische Befunde für ein intrasaalezeitliches Interglazial nach dem saalezeitlichen Hauptvorstoß gibt, was von LITT (1994) bestritten wird. Von besonderer Bedeutung sind die paläopedologischen Ergebnisse von FUHRMANN (1976: 1268) in Sachsen, der im Bereich der ältesten saalezeitlichen Glazialablagerungen Lös-Deckschichten mit 3 fossilen Warmzeitböden und damit 4 Kaltzeiten im glazialen Saale-Weichselabschnitt nachweisen konnte. Diese Ergebnisse widersprechen nicht den hier vorgestellten Befunden aus dem südwestdeutschen Alpenvorland, zudem basieren sie auch auf gleicher Methodik.

Unbestritten ist in Norddeutschland das Vorkommen eines prädrentheglazialen und postholsteinzeitlichen Interglazials, welches als Dömnitz- bzw. Wacken-Warmzeit bezeichnet wird (ERD 1973). Stärkere Verwitterungserscheinungen auf frühsaalezeitlichen Hauptterrassenschottern unter Saalegrundmoräne (KNOTH & LENK 1962), Eichenstämme in einer darüber und darunter eiskeilführenden Muldehauptterrasse (Braunkohlentagebau Delitzsch und Breitenfeld, EISSMANN 1994: 86) sowie ein interglazialer Boden (Rudelsberger Boden), der sich bei Bad Kösen mit einem warmzeitlichen, schneckenführenden Hangschutt verzahnt (MANIA 1970, MANIA & ALTERMANN 1970), können mit diesem Interglazial in Verbindung gebracht werden.

URBAN (1991: 339) parallelisiert die Dömnitz- bzw. Wacken-Warmzeit mit dem von ihr bearbeiteten Schöningen-Interglazial und dieses wiederum mit dem klimagünstigen Hoogeveen-Abschnitt in Holland und dem Holstein II i. S. v. WELTEN (1982, 1988) im Schweizer Mittelland. Während der Hoogeveen-Abschnitt unmittelbar dem Holstein folgt (ZAGWIJN 1973: 153), sind im Tagebau Schöningen zwischen dem Holstein- und Schöningen-Interglazial noch 3 Interstadiale überliefert. Nach dem frühsaalezeitlichen Interglazial sind in Holland noch ein Interstadial (Bantega) und in Schöningen 2 Interstadiale bis zum saalezeitlichen Eisvorstoß bekannt geworden (URBAN 1991: 339, ZAGWIJN 1973: 153). Bei unseren Untersuchungen im Rheingletschergebiet haben wir leider im gesamten Riß-Komplex keine Bodenbildungen angetroffen (z. B. Humuszonen), die als interstadial anzusehen sind. Wie bereits angedeutet, halten wir es für möglich, daß das Bittel-

schieß-Interglazial (Beckentone) und der hangende Bodenrest (Taschenboden) dem Holstein und dem Schöningen-(Dömnitz-, Wacken-)Interglazial entsprechen, es ist jedoch auch nicht auszuschließen, daß das Bittelschieß-Interglazial und das Schöningen-Interglazial zeitgleich sind. Vorhandene Unsicherheiten kennzeichnen leider bei überregionalen Parallelisierungen von Glazialgebieten den gegenwärtigen Stand der Quartärforschung in Deutschland. Eine künftige Klärung kann wahrscheinlich nur durch weitere pollenanalytische Untersuchungen erfolgen.

7 Schriftenverzeichnis

- ALTEMÜLLER, H. J. (1974): Mikromorphologische Untersuchungen am Lößprofil südlich Ostheim, Kr. Hanau (Kurzfassung). - In: SEMMEL, A. (Hrsg.): Das Eiszeitalter im Rhein-Main-Gebiet. - Rhein-Main-Forsch. **78**: 214 S.; Frankfurt a. M.
- BARANIECKA, M. D. (1993): Problem of the Lublin Interglacial and stratigraphical subdivision of the Middle Polish Glaciations. - *Geological Quarterly*, **37**, 4: 593-608; Warschau.
- (1994): Der stratigraphische Rang des Wartanians in seinem Typusgebiet. - The cold Warta Stage. - INQUA-SE-QS Symposium 11.-15.10.1994 Łódź-Poland: 13-15; Łódź.
- & KONECNA-BETLEY, K. (1994): Die Lublin-Stufe als Liegendes des Wartanians in der Gegend des Kleszczów-Grabens im Vergleich mit anderen Lublin-Profilen in Polen. - In: The cold Warta Stage. - INQUA-SE-QS-Symposium 11.-15.10.1994 Łódź: 10-12; Łódź.
- BIBUS, E. (1980): Zur Relief-, Boden- und Sedimententwicklung am unteren Mittelrhein. - *Frankf. geowiss. Arb.*, **D**, **1**: 296 S., 50 Abb., 6 Tab.; Frankfurt a. M.
- (1989): Programm und Exkursionsführer (mit Beitr. von W. RAHLE & L. ZOLLER) zur 8. Tagung des Arbeitskreises „Paläoboden“ dt. bodenkdl. Ges. v. 25.-27.5.1989 in Heilbronn. - 31 S.; Tübingen.
- (1989a): Physisch-geographische Anmerkungen zum Jakutischen Becken in Ostsibirien unter besonderer Berücksichtigung der Talentwicklung. - *Tübinger geogr. Studien*, **102**: 389-408, 4 Abb., 8 FOL.; Tübingen.
- (1990): Das Mindestalter des „jüngeren Deckenschotters“ bei Basel aufgrund seiner Deckschichten in der Ziegelei Allschwil“. - *Jh. Geol. L.-Amt Baden Württemberg*, **32**: 232-234, 3 Abb.; Freiburg i. Br.
- (1992): Geomorphologische Position der Fundstelle und Gliederung der Löss am Schwalbenberg bei Remagen - In: Die altsteinzeitliche Fundstelle auf dem Schwalbenberg bei Remagen - *Berichte zur Archäologie an Mittelrhein und Mosel*. - *Trier. Z.*, **12**: 5-19, 3 Abb. (im Druck).
- (1995): Äolische Deckschichten, Paläoböden und Mindestalter der Terrassen in der Iller-Lech-Platte. - *Geol. Bavarica*, **99**: 135-164, 10 Abb. 2 Tab.; München.
- BLUDAU, W. & ELLWANGER, D. (1992): Zur Stratigraphie des Riß und Würm im nördlichen Rheingletscher-Gebiet (Oberschwaben, Baden-Württemberg). - *DELUQUA-Tg.* **1992**: **22**; Kiel.
- & WESLER, J. (1994): The middle Neckar as an example of fluvimorphological processes during the Middle and Late Quaternary Period. - *Z. Geomorph. Suppl.-Bd.* (im Druck).
- BLOOS, G. (1994): Kap. 3.A.1.2 Flußablagerungen. - In: BRUNNER, H.: *Geol. Kt. Baden-Württ.* 1:25000, Erl. Bl. 7021 Marbach. - 218 S., 16 Abb., 7 Tab., 9 Taf., 10 Beil.; Stuttgart.
- BLUDAU, W. (1991): Pollenanalytische Untersuchungen des Interglazialvorkommens von Ottmannshofen bei Leutkirch (Baden-Württemberg). - *Jh. Geol. L.-Amt Baden-Württemberg*, **33**: 119-132, 2 Abb.; Freiburg i. Br.
- (1995): Biostratigraphie des Pleistozäns. - In: BENDA, L. (Hrsg.): *Das Quartär Deutschlands*. - 408 S., 95 Abb., 30 Tab.; Berlin - Stuttgart.
- (1995a): Erste Ergebnisse an Kernen der Bohrung I-VII im Hoßkircher Becken (Blatt 8022 Ostrach) in Baden-Württemberg. - 20 S., 1 Tab.; (im Druck).
- (1995b): Pollenanalytische Untersuchungen an interglazialen Sedimenten vom Fürmoos (Blatt 8025) Bad Wurzach/Oberschwaben mit Anmerkungen zur Gliederung des Frühwürm. - 26 S., 1 Tab.; (im Druck).
- CEPEK, A. G.; ERD, K.; HELWIG, D. & NOWEL, D. (1994): Exkursionshalt A1/4 Südrandschlauch Tagebau Jänschwalde, nördlich Bahnhof Klinge, unterhalb der „Diplomatenplattform“. - In: EISSMANN, L. & LITT, T. (Hrsg.): *Das Quartär Mitteleuropas*. - *Altenburger naturwiss. Forsch.*, **7**: 458 S., 174 Abb., 46 Taf., 22 Tab.; Altenburg.
- HELWIG, D. & NOWEL, W. (1994): Zur Gliederung des Saale-Komplexes im Niederlausitzer Braunkohlerevier. - *Brandenburg. geowiss. Beiz.*, **1**, 1994 (1): 43-83, 17 Abb., 2 Tab.; Kleinmachnow.
- EBERLE, B. (1930): Die Eiszeitenfolge im nördlichen Alpenvorland. - 427 S.; Augsburg (Filsler).
- EHLERS, J. (1994): Allgemeine und historische Quartärgeologie. - 358 S., 176 Abb.; Stuttgart.
- EISSMANN, L. (1994): Grundzüge der Quartärgeologie Mitteleuropas (Sachsen, Sachsen-Anhalt, Südbrandenburg, Thüringen). - In: EISSMANN, L. & LITT, T. (Hrsg.): *Das Quartär Mitteleuropas*. - *Altenburger naturwiss. Forsch.*, **7**: 458 S., 174 Abb., 46 Taf., 22 Tab.; Altenburg.
- ELLWANGER, D. (1990): Zur Riß-Stratigraphie im Andelsbach-Gebiet (Baden-Württemberg). - *Jh. geol. L.-Amt Baden-Württemberg*, **32**: 235-245, 3 Abb.; Freiburg i. Br.
- (1995): Alpenvorland: Oberschwaben, Bodensee und Hochrhein. - In: BENDA, L. (Hrsg.): *Das Quartär Deutschlands*. - 408 S., 95 Abb., 30 Tab.; Berlin, Stuttgart.
- FEJFAR, O. & KOENIGSWALD, W. von (1994): Die biostratigraphische Aussage der Arvicolidenfauna vom Uhlenberg bei Dinkelscherben und ihre morpho- und lithostratigraphische Konsequenz. - *Münchner geowiss. Abh. (A)*, **26**: 173-191; München.
- ERD, K. (1973): Vegetationsentwicklung und Biostratigraphie der Dömnitz-Warmzeit (Fuhne/Saale 1) im Profil von Pritzwalk/Prignitz. - *Abh. Zentr. geol. Inst.*, **18**: 9-48; Berlin.
- (1987): Die Uecker-Warmzeit von Röpersdorf bei Prenzlau als neuer Interglazialtyp im Saale-Komplex der DDR. - *Z. geol. Wiss.*, **15** (3): 297-313, 3 Abb.; Berlin.
- FEJZER, F. (1969): Tiefenverwitterung circumalpiner Pleistozän-schotter. - *Heidelberger geogr. Arb.*, **24**: 144 S., 94 Abb., 1 Taf.; Heidelberg.
- FLEHRMANN, R. (1976): Die stratigraphische Stellung der Löss in Mittel- und Westsachsen. - *Z. geol. Wiss.*, **9**: 1241-1270, 11 Abb., 4 Tab.; Berlin.
- GRAUL, H. (mit SCHAEFER, J. & WEIDENBACH, F.) (1951): Quartärgeologische Exkursion durch die Riß-Lech-Platte. - *Geol. Bavarica*, **6**: 98-114; München.

- (1952): Zur Gliederung der Mittelpleistozänen Ablagerungen in Oberschwaben. - Eiszeitalter u. Gegenwart, **2**: 133-140; Öhringen.
- (1953): Bemerkungen zu einer geologischen Übersichtskarte des Iller-Riß-Gebietes. - Z. dt. Geol. Ges., **105**: 253-271; Stuttgart.
- (1962): Eine Revision der pleistozänen Stratigraphie des schwäbischen Alpenvorlandes. - Peterm. geogr. Mitt., **1962/4**: 253-271. Gotha (mit einem bodenkundl. Beitr. von K. BRUNNACKER).
- GRUBE, F.; CHRISTENSEN, S.; VOLLMERT, T. with contrib. by DÜPHORN, K.; KLOSTERMANN, J. & MENKE, B. (1986): Glaciations in North West Germany. - Quatern. Glaciation in the Northern Hemisphere. Rep. intern. Geol. Corr. Prog. Project 24. Frankfurt-New York (Pergamon Press).
- GRÜGER, E. (1985): Untersuchungen zur Gliederung und Vegetationsgeschichte des Mittelpleistozäns am Samerberg in Oberbayern. - Geol. Bavarica, **84**: 21-40; München.
- GRÜGER, E. & SCHREINER, A. (1993): Riß/Würm- und würmzeitliche Ablagerungen im Würzacher Becken (Rheingletschergebiet). - N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **189**, 1-3 (Gedenkbänd. Gwinner): 81-117, 4 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- HAAG, T. (1982): Das Mindelglazial des nordöstlichen Rheingletschers zwischen Riß und Iller. - Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F., **64**: 225-266; Stuttgart.
- (1991): Erl. zu Blatt 7825 Schwendi. - Geol. Kt. 1:25000 Baden-Würtl.: 79 S., 9 Abb., 16 Tab., 3 Beil.; Stuttgart.
- HEINZMANN, W. (1987): Erl. zu Bl. 7822 Riedlingen. - Geol. Kt. 1:25000 Bad.-Würtl.: 149 S., 28 Abb., 12 Tab., 4 Taf., 1 Beil.; Stuttgart.
- JIRZ, H. (1983): Die Bohrung Samerberg 2 östlich Nußdorf am Inn. - Geol. Bavarica **84**: 5-16; München.
- (1993): Das Eiszeitalter in Bayern. - Geologie v. Bayern, Bd. II: 243 S., 74 Abb., 17 Tab.; Stuttgart (Schweizerbart).
- & DOPPLER, G. (1990): 9. Tagung des Arbeitskreises „Paläoböden“ der dt. bodenkundl. Ges. - Paläoböden in Bayerischer Schwaben - Programm und Exkursionsführer: 31 S.; München.
- KABEL, CH. (1982): Geschiebestratiographische Untersuchungen im Pleistozän Schleswig-Holsteins und angrenzender Gebiete. - 231 S., Diss. Univ. Kiel; Kiel.
- KLOSTERMANN, J.; REHAGEN, H.-W. & WEFELS, U. (1988): Hinweise auf eine saaleeiszeitliche Warmzeit am Niederrhein. - Eiszeitalter u. Gegenwart, **38**: 115-127, 5 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- KNOTH, W. & LENK, G. (1962): Das Pleistozänprofil des Tagbaues Edderitz. - Geologie **11**: 1149-1161; Berlin.
- KÖSEL, M. (1992): Der Einfluß von Relief und periglazialen Deckschichten auf die Bodenausbildung im mittleren Rheingletschergebiet von Oberschwaben. - 205 S., Diss. Univ. Tübingen; Tübingen.
- (1995): Zur Ausbildung von Lössen und Decklehmen in der Terrassenlandschaft des östlichen Rheingletschergebiets (Oberschwaben). - Jh. Geol. L.-Amt Baden-Württemberg, **37**: (im Druck)
- KRUPINSKI, K. M.; MARKUS, L. & SZYNKIEWICZ, A. (1987): Three new sites of the Middle Pleistocene Fossil Flora from the Belchatow Mine Central Poland. - Polish Academy Science, Earth Sciences, **35**, 4: 359-377, 6 fig., 4 fot.
- LIPPSTREU, L.; ERD, K.; SONNTAG, A.; THIELKE, H. U.; NOWEL, W.; KÜHNER, R.; STRIEGLER, R. HELLWIG, D. & ČEPEK, G. (+ (1994): Die quartären Schichtenfolgen im Niederlausitzer Braunkohlentagebau Jänschwalde (LAUBAG) und in seinem Umfeld (Exkursion A1). - In: EISSMANN, L. & LITT, T.: Das Quartär Mitteldeutschlands. - Altenburger naturwiss. Forsch., **7**: 22 Tab.; Altenburg.
- LIPPSTREU, L.; HERMSDORF, N.; SONNTAG, A. & THIELKE, H. U. (1994): Zur Gliederung der quartären Sedimentfolgen im Niederlausitzer Braunkohlentagebau Jänschwalde und in seinem Umfeld - Ein Beitrag zur Gliederung der Saale-Kaltzeit in Brandenburg. - Brandenburg. geowiss. Beitr., **1** (1994), 1: 15-35, 6 Abb., 5 Tab.; Kleinmachnow.
- LITT, T. (1994): Zur stratigraphischen Einstufung des Interglazials von Neumark-Nord aufgrund neuer pollenanalytischer Befunde. - In: EISSMANN, L. & LITT, T.: Das Quartär Mitteldeutschlands. - Altenburger naturwiss. Forsch., **7**: 458 S., 174 Abb., 46 Taf., 22 Tab.; Altenburg.
- MANIA, D. (1970): Zur stratigraphischen Neugliederung des Mittelpleistozäns im Saalegebiet. - Peterm. geogr. Mitt., **114**, 3: 186-194, 2 Abb.; Leipzig.
- (1994): Das Interglazialvorkommen von Neumark-Nord. - In: EISSMANN, L. & LITT, T. (1994): Das Quartär Mitteldeutschlands. - Altenburger naturwiss. Forsch., **7**: 458 S., 174 Abb., 46 Taf., 22 Tab.; Altenburg.
- (1995): Das Quartär im Mitteldeutschen Trockengebiet. - In: MANIA, D.; ALTERMANN, M. & RAU, D. - AK Paläopedologie; Jena.
- & ALTERMANN, M. (1970): Zur Gliederung des Jung- und Mittelpleistozäns im mittleren Saaletal bei Bad Kösen - Geologie **19**: 1161-1183, 6 Abb., 6 Tab.; Berlin.
- MIARA, S.; RÖGNER, K. & ZÖLLER, L. (1993): Neue Ergebnisse zur Deckschichtenstratigraphie rißzeitlicher Terrassen bei Baltringen a. d. Riß, Baden-Württemberg. - Deutscher AK Geomorphologie, 19. Tg. Regensburg: 88-92; Regensburg.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1901/1909): Die Alpen im Eiszeitalter. - 3 Bde.: 1199 S., 156 Abb., 30 Taf., 19 Kt.; Leipzig.
- RICKEN, W. (1982): Quartäre Klimaphasen und Subrosion als Faktoren der Bildung von Kies-Terrassen im südwestlichen Harzvorland. - Eiszeitalter u. Gegenwart, **32**: 109-136, 9 Abb., 3 Taf.; Hannover.
- (1983): Mittel- und Jungpleistozäne Lößdecken im südwestlichen Harzvorland - Catena, Suppl.-Bd. **3**: 95-138, 12 Abb.; Braunschweig.
- ROHDENBURG, H. & MEYER, B. (1966): Zur Feinstratigraphie und Paläopedologie des Jungpleistozäns nach Untersuchungen an südniedersächsischen Lößprofilen. - Mitt. dt. bodenkundl. Ges., **5**: 137-170, 20 Abb.; Göttingen.
- SALGER, M. (1978): Untersuchungen an Kalk- und Dolomitgeröllen sowie an Dolomiten. - In: JIRZ, H. & WÄGNER, R.: Erl. geol. Karte Bayern 1:25000, Blatt 7927 Amendingen: 94-96; München.
- SCHÄDEL, K. (1955): Der vorrißzeitliche Donaulauf durchs Vilsinger Tal oberhalb Sigmaringen. - Jh. Ver. vaterl. Naturkd. Würtl., **110**: 125-135; Stuttgart.
- & WERNER, J. (1963): Neue Gesichtspunkte zur Stratigraphie des mittleren und älteren Pleistozäns im Rheingletschergebiet. - Eiszeitalter u. Gegenwart, **4**: 5-26; Öhringen.
- SCHAEFFER, J. (mit GRAUL, H. & WEIDENBACH, F.J.) (1951): Quartärgeologische Exkursion durch die Riß-Lech-Platte. - Geol. Bavarica, **6**: 98-114; München.
- (1967): Die Räumung des Kirchener/Schmiech/Blau-Talzuges durch die Donau. - Mitt. geogr. Ges. München, **52**: 191-230; München.

- SCHLÜCHTER, CH. (1987): Talgenese im Quartär – eine Standortbestimmung. - *Geographica Helvetica*, 1987, **2**: 109-115, 2 Abb.;
- (1988/89): A non-classical summary of the Quaternary Stratigraphy in the Northern Alpine Foreland of Switzerland. - *Bulletin de la Société neuchâteloise de géographie*, **32/33**: 143-157, 1 Abb.; Neuchâtel.
- (1989): Thalgut: Ein umfassendes eiszeitstratigraphisches Referenzprofil im nördlichen Alpenvorland. - *Eclogae geol. Helv.* **82/1**: 277-284, 3 Abb.; Basel.
- SCHÖBER, T. (1989): Halt 9, Profil Wasterkingen. - In: BAUSCH, W.; GEYER, O. F.; SCHÖBER, T. & SCHREINER, A. - *Zur Geologie des badischen Klettgaus (Exkursion M am 31. März 1989)*. - *Jber. Mitt. oberhein. geol. Ver.*, N. F., **71**: 199-224, 9 Abb.; Stuttgart.
- SCHÖNIALS, E.; ROHDENBURG, H. & SEMMEL, A. (1964): Ergebnisse neuerer Untersuchungen zur Würmlößgliederung in Hessen. - *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **15**: 199-206; Öhringen.
- SCHREINER, A. (1980) unter Mitarbeit v. WERNER, J.: *Zur Quartärgeologie in der Umgebung des Eem-Interglazials von Krumbach/Saulgau (Baden-Württemberg)*. - *Geol. Jb.*, **A 56**: 5-43, 7 Abb., 1 Taf.; Hannover.
- (1985): Erläuterungen zu Blatt Biberach Nord. - *Geol. Kl. 1:25000 Baden-Würt.*, 79 S., 8 Abb., 6 Tab., 3 Taf., 5 Beil.; Stuttgart.
- (1989): *Zur Stratigraphie der Rißeiszeit im östlichen Rheingletschergbiet (Baden-Württemberg)*. - *Jh. geol. L.-Amt Baden-Würt.*, **31**: 183-196; Freiburg i. Br.
- (1992): *Einführung in die Quartärgeologie*. - 256 S., 104 Abb., 9 Fot., 14 Tab.; Stuttgart (Schweizerbart).
- & HAAG, T. (1982): *Zur Gliederung der Rißeiszeit im östlichen Rheingletschergbiet (Baden-Württemberg)*. - *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **32**: 137-161; Hannover.
- SEMMEL, A. (1968): *Studien über den Verlauf jungpleistozäner Formungen in Hessen*. - *Frankf. geogr. H.*, **45**: 133 S.; Frankfurt a. M.
- (1969): *Bemerkungen zur Würmlößgliederung im Rhein-Main-Gebiet*. - *Notizbl. Hess.L.-Amt Bodenforsch.*, **97**: 395-399, 1 Abb.; Wiesbaden.
- (Hrsg.) (1974): *Das Eiszeitalter im Rhein-Main-Gebiet*. - *Rhein-Main. Forsch.*, **78**: 275 S.; Frankfurt a. M.
- (1977): *Grundzüge der Bodengeographie*. - 120 S., 40 Abb., 12 Fot.; Stuttgart.
- (1983): *Grundzüge der Bodengeographie*. - 2. Aufl.: 123 S., 41 Abb., 12 Phot.; Stuttgart.
- (1985): *Periglazialmorphologie*. - *Erträge der Forsch.*, **231**: 116 S., 58 Abb.; Darmstadt.
- SINN, P. (1972): *Zur Stratigraphie und Paläogeographie des Präwürm im mittleren und nördlichen Iller-Gletscher-Vorland*. - *Heidelberger geogr. Arb.*, **37**: 1-153; Heidelberg.
- URBAN, B. (1991): *Zusammenfassung biostratigraphischer Ergebnisse holstein- und saaleiszeitlicher Vorkommen im Tagebau Schöningen, Ldkrs. Helmstedt*. - *Sonderveröffentl. Geol. Inst. Uni. Köln (BRUNNACKER Festschrift)*, **82**: 329-342, 10 Abb.; Köln.
- VERDERBER, R. (1992): *Quartärgeologische Untersuchungen im Hochrheingebiet zwischen Schaffhausen und Basel*. - 169 S., Diss. Uni. Freiburg; Freiburg i. Br.
- WEGMÜLLER, S. (1992): *Vegetationsgeschichtliche und stratigraphische Untersuchungen an Schieferkohlen des nördlichen Alpenvorlandes*. - *Denkschriften der Schweizerischen Akad. Naturwissenschaften*, **102**: 82 S.; Basel-Boston-Berlin (Birkhäuser).
- WEIDENBACH, F. (1937): *Bildungsweise und Stratigraphie der diluvialen Ablagerungen Oberschwabens*. - *N. Jb. Min. etc.*, Beil. - *Bd.*, **78**: 66-108; Stuttgart.
- WELTEN, M. (1982): *Pollenanalytische Untersuchungen im jüngeren Quartär des nördlichen Alpenvorlandes der Schweiz*. - *Beitr. geol. Kl. Schweiz, N. F.*, 156 Lief.: 174 S., 17 Fig., 8 Tab. + Diagrammheft; Bern.
- (1988): *Pollenanalytische Untersuchungen im jüngeren Quartär des nördlichen Alpenvorlandes der Schweiz*. - *Beitr. geol. Kl. Schweiz*, **156**: 174 S., Diagramme, 17 Abb., 8 Tab.; Bern.
- WERNER, J. (1964): *Grundzüge einer regionalen Bodenkunde des südwestdeutschen Alpenvorlandes*. - *Schriftenr. Landesforstverw. Baden-Würtemb.*, **17**: 91 S., 32 Abb.; Freiburg i. Br.
- ZAGWIJN, W. H. (1973): *Pollenanalytic studies of Holsteinian and Saalian Beds in the Northern Netherlands*. - *Med. Rijks geol. Dienst, N. S.*, **24**: 139-156, 13 fig., 12 Tab.; Maastricht.

Manuskript eingegangen am 27.10.1995

Mengenbestimmung der jungen Abtragungsprodukte des Thüringer Waldes am Beispiel des Weser-Fluß-Systems

MARTIN RAUSCH*)

Terrace, petrographic analysis, coarse gravel, gravel, crystalline rock, fluvial erosion, tectonic uplift, porphyry,

Kurzfassung: Es wird der Versuch unternommen, auf der Basis von Geröllanalysen die Menge der Abtragungsprodukte des Thüringer Waldes im Weser-Fluß-System zu bestimmen. Die errechnete Menge wird in Bezug gesetzt zu der Größe des Abtragungsgebietes. Daraus ergibt sich, daß innerhalb der letzten 200 000 Jahre mindestens eine Schicht von 50 m Mächtigkeit abgetragen worden sein muß. Um die Höhe des Gebirges unverändert zu belassen, müßte eine junge Hebung von 1/4 mm pro Jahr angenommen werden. Solche Vorgaben sollten zu einer kritischen Diskussion Anlaß geben.

[Amount of the young erosion-products of the Thüringer Wald, located in the deposits of the Weser-river-system]

Abstract: Analysis of pebble samples taken from terrace deposits of the Weser-River-System was applied to estimate the extent of young Thuringian Forest erosion. From the amount of Thuringian Forest material in the terrace deposits and the supposed dimension of the erosion area it can be calculated that within the last 200.000 years a hard rock layer of at least 50 m thickness was eroded. Assuming a constant altitude of the Thuringian Forest this means a tectonical uplift of approx. 1/4 mm per year. This results does not fit with the actual tectonical assumptions on the area and, therefore, should be discussed critically.

1 Einleitung und Problemstellung

Im Flußgebiet von Werra und Oberweser fallen die oftmals weite Flächen bildenden Kieskörper von Mittel- und Niederterrasse auf. Bemerkenswert ist der hohe Anteil von Geröllen aus Gesteinen des Thüringer Waldes. Ein Blick auf die geologische Karte zeigt: Ein relativ kleines Liefergebiet der Gerölle muß zu einem recht großen Sedimentationsraum in Beziehung gesetzt werden.

Die 1978 begonnenen Untersuchungen wurden im Jahre 1980 dankenswerter Weise durch eine Sachmittelbeihilfe der Deutschen Forschungsgemeinschaft unterstützt. Nach mehreren längeren Unterbrechungen konnten sie im Jahre 1995 wieder

aufgenommen und zu dem hier beschriebenen Abschluß gebracht werden. Ob sich alle in dieser Untersuchung angesprochenen Fragen in Zukunft werden beantworten lassen, bleibt abzuwarten. Trotzdem wird erstmals der Versuch gemacht, die zu Beginn beschriebene qualitative Feststellung zu quantifizieren. Dabei können natürlich numerische Aussagen nur so gut sein wie das zu Grunde gelegte Datenmaterial. Für den Bereich der ehemaligen DDR mußte auf Literaturangaben sowie auf das Kartenwerk aus dem Jahre 1945 zurückgegriffen werden. Kurze Studienreisen in den vormals nicht zugänglichen Raum der neuen Bundesländer sowie die stichprobenhafte Überprüfung der Geröllführung der fraglichen Sedimente zeigen eine sehr gute Übereinstimmung mit den Angaben aus der Literatur. Daher kann von einer weiteren Beprobung abgesehen werden.

Das gefundene Ergebnis erscheint in seiner Größenordnung so überraschend, daß eine kontroverse Diskussion unumgänglich sein dürfte.

2 Berechnung der Abtragungsmenge des Thüringer Waldes

Um die fragliche Abtragungsmenge für die Zeit vom Beginn der Mittelterrassensedimentation bis heute zu berechnen, sind zwei Vorbedingungen zu definieren:

1. Das Abtragungsgebiet (siehe Abb. 1) darf in dieser Zeit seine Ausdehnung nicht wesentlich verändert haben.

Diese Bedingung ist erfüllt. Der „Ausbiß von Gesteinen des Rotliegenden und älterer Formationen“ kann sich zwangsläufig nicht entscheidend verändert haben. Die „heutige Wasserscheide“, die das Abtragungsgebiet nach NE begrenzt, soll ebenfalls für diese Zeit des Quartärs seine Lage nur unwesentlich verschoben haben (EISSMANN 1975). Allerdings scheint die Frage der Korrelation der Mittelterrasse der Weser mit den Mittelterrassen in unmittel-

*) Anschrift des Verfassers:

Dr. M. RAUSCH, Im Lohfeld 6, D-30989 Gehren
E-mail: Dr.Rausch@T-Online.de
100520.3440@compuserve.com

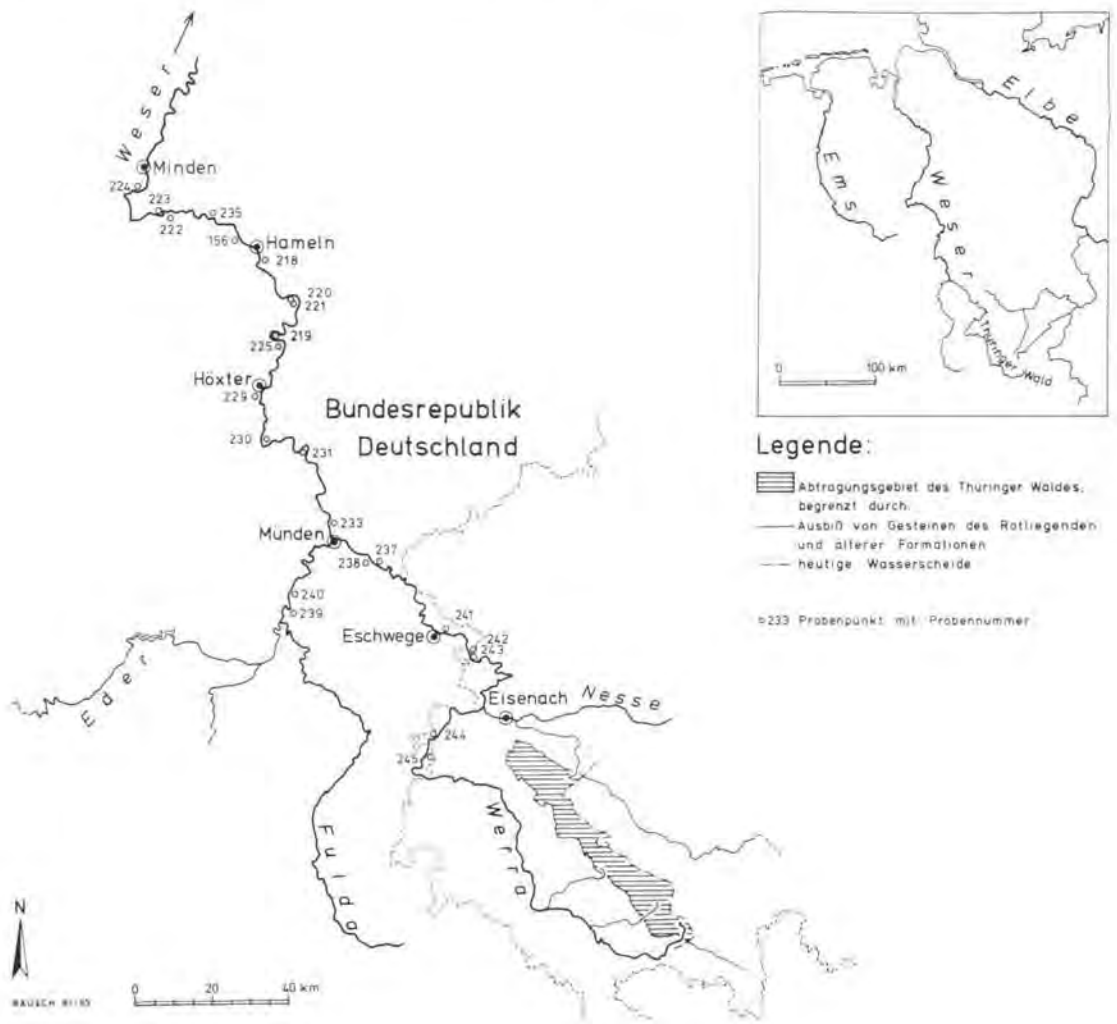


Abb. 1: Übersichtskarte, Abtragungsgebiet des Thüringer Waldes, Lage der Kiesproben

Fig. 1: Sketch map, erosion area of the Thüringer Wald, location of gravel samples

barer Nachbarschaft des Thüringer Waldes noch teilweise offen. Für die dortige „Jüngere Mittelterrasse“ ist ein Drenthezeitliches Alter, wie für ihr Äquivalent an der Weser, anzunehmen. Für diesen Zeitabschnitt kann auch mit einem gleich großen Einzugs- und damit Abtragungsgebiet der Flüsse Hörsel und Nesse gerechnet werden. (Freundliche mündliche Mitteilung von H. SCHRAMM vom 4. 12. 1995.) In den älteren Abschnitten des Quartärs war das Einzugsgebiet größer (SCHRAMM 1965).

2. Größere Umlagerungen aus älteren Oberterrassenkiesen in die jüngeren Mittel- und Niederterrassenablagerungen dürfen nicht stattgefunden haben.

Auch diese Bedingung ist erfüllt. Vor Ablagerung der Mittelterrasse müssen die Täler bis fast auf ihre heutige Festgesteinssohle ausgeräumt worden sein. Dieser Erosion fielen wohl auch die älteren Flußablagerungen zum Opfer. So erklärt sich ihr heutiger bescheidener Flächenanteil im Einzugsgebiet von unter 5 %. Da es sich hierbei zu einem erheblichen Teil nur um dünne Restschotterdecken handelt, muß ihr Raumanteil sicherlich mit weit unter 1 % angenommen werden. Niemals ist in der Literatur des Berglandes (außerhalb von Subrosionsgebieten) von Oberterrassenvorkommen im Liegenden der Mittelterrasse berichtet worden. Der einzige dokumentierte Befund, bei dem die Mittelterrasse über älterem Quartär (Holstein-Interglazial) liegt, ist die

Legende:

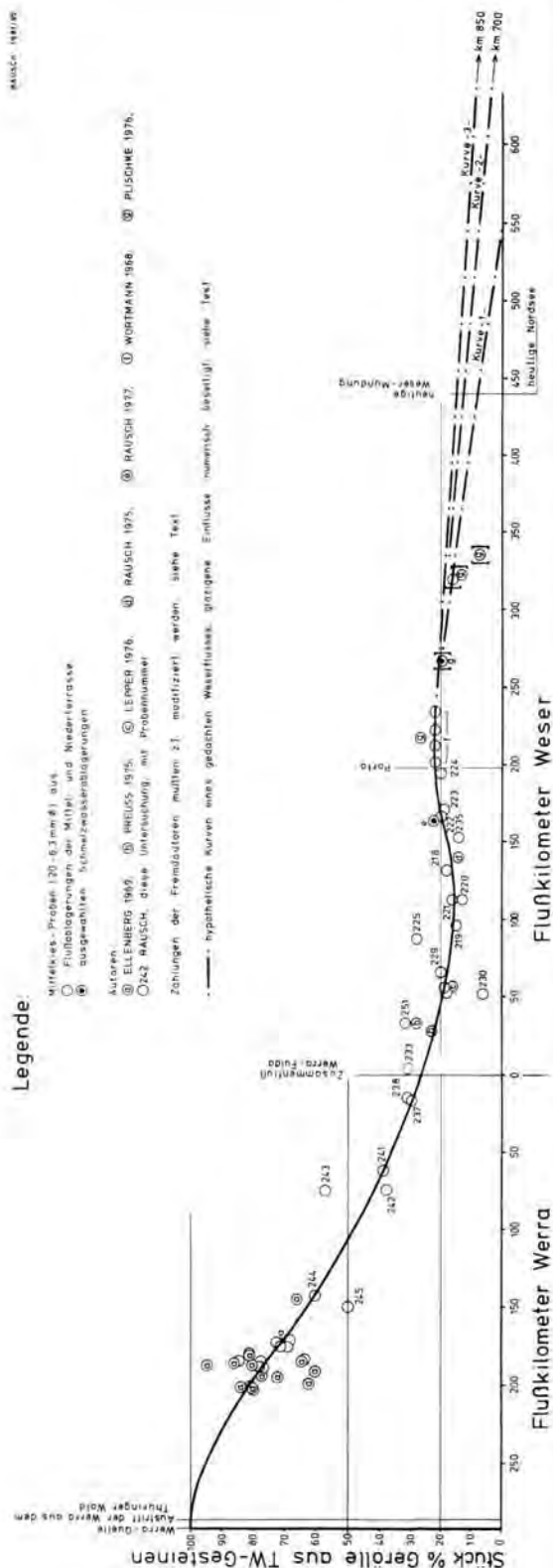
- Mittelkies-Probieren (20-63 mm) aus
- Flußablagerungen der Mittel- und Niederterrasse
- ausgewählten Schotterablagerungen

Autoren:

- ⊙ ELLENBERG 1965
- ⊙ RHEUSS 1975
- ⊙ LEPPER 1976
- ⊙ RAUSCH 1975
- ⊙ RAUSCH 1977
- ⊙ WORTMANN 1968
- ⊙ RAUSCH 1977
- ⊙ WORTMANN 1968
- ⊙ PLISCHKE 1976

Zählungen der Fremdautoren wurden z.T. modifiziert werden, siehe Text

--- hypothetische Kurven unter gedachten Wasserflüssen, geringere Einflüsse numerisch beseitigt, siehe Text



Zeche Nachtigall bei Holzminden (zuletzt KLOSTERMANN in BENDA 1995). Aber auch dieses Vorkommen muß in einem Subrosionszusammenhang gesehen werden.

Dem widersprechen auch nicht die Ausführungen ROHDE's (1989). Die sehr selten höheren Mächtigkeiten älterer Terrassenablagerungen im Bereich der Oberweser sind zumeist auf tektonische Sonderfälle beschränkt (PREUSS 1975).

Für die jüngeren Terrassenablagerungen liegen die Verhältnisse grundlegend anders. In der Saale-Kaltzeit wurde der Mittelterrassenkörper aufgeschüttet. Innerhalb des Vereisungsgebietes wird er überlagert von der Grundmoräne des Drenthe-Stadiums der Saale-Vereisung. Der Terrassenkörper, dessen Oberfläche ca. 20 m über der heutigen Talaufliege liegt, läßt sich auf Grund seiner oft markanten Ausbildung gut in das vormals nicht vereiste Gebiet hinein verfolgen. Regionale Probleme mit seiner stratigraphischen Ansprache (Rohde 1989) widersprechen dem nicht.

Die folgende Erosionsphase räumte aber nur geringe Teile dieser Körper wieder aus. So standen sie bei der folgenden Akkumulation der Niederterrasse in großem Umfang als Materiallieferant zur Verfügung. Entsprechende Umlagerungen konnten im Flußgebiet der Leine auch geröllanalytisch nachgewiesen werden (RAUSCH 1978).

Von diesen Überlegungen ausgehend wurden im Laufe der Jahre etliche Proben im Untersuchungsgebiet entnommen (vgl. Abb. 1). Deren Mittelkiesfraktion wurde geröllanalytisch ausgewertet, wobei jeweils ca. 800 Gerölle gezählt wurden (zur genauen Methodik siehe RAUSCH 1977). Die Zusammensetzung der Mittelkiesfraktion wird dabei als repräsentativ für die Zusammensetzung der Gesamtprobe angesehen.

Aus den so gewonnenen Werten wurde, zusammen mit den aus der Literatur bekanntgewordenen Zählungen, eine Kurve konstruiert, die den Gehalt an Geröllen aus Gesteinen des Thüringer Waldes, bezogen auf den Flußkilometer des Werra-Weser-Systems, darstellt (siehe Abb. 2).

Einige Zählungen von Fremdautoren mußten modifiziert werden. So konnten von den Analysen WORTMANN's (1968: 231) nur Mittelwerte seiner „Südlichen Petrofazies“ berücksichtigt werden. Bei den Angaben PLISCHKE's (1976) wurden die glazigenen Einflüsse numerisch beseitigt.

Abb. 2: Gehalt an Geröllen des Thüringer Waldes, bezogen auf den Flußkilometer des Werra-Weser-Systems

Fig. 2: Concentration of pebbles of the Thüringer Wald as a function of the river-kilometers of the Werra-System

Zuerst soll hier der Flußbereich bis zur Porta Westfalica betrachtet werden, da für diesen Abschnitt repräsentative Proben vorliegen. Die Kurve zeigt den vermuteten Zusammenhang: Mit zunehmender Entfernung vom Liefergebiet nimmt der Anteil von Geröllen aus Gesteinen des Thüringer Waldes ab.

Dieses Phänomen wird von der erneuten Zunahme von Thüringer-Wald-Geröllen auf dem Flußabschnitt zwischen Hameln (Flußkilometer 136) und Minden (Flußkilometer 210) überlagert. Die Erklärung fällt um so leichter, als in diesem Bereich des Tales niemals Oberterrassenkiese der Weser abgelagert wurden, die dann später hätten umlagert werden können. Vielmehr muß der Fluß in der fraglichen Zeit noch von Hameln aus über Coppenbrügge in die Leine geflossen sein (LÜTTIG 1960; RAUSCH 1977; 51; RHODE 1983).

Kurz vor Hameln tritt bekanntlich die Weser aus einem überwiegend engen in ein nun auf lange Strecken sehr weites Tal ein. Damit stehen dem Fluß auch nicht mehr derartig große Mengen anstehendes Festgestein zur Abtragung und anschließendem Einbau in seine Kieskörper zur Verfügung. Zwangsläufig kommt es beim weiteren Transport zu einer Anreicherung der härteren Bestandteile aus Geröllen des Paläozoikums. Die gleiche Gesetzmäßigkeit wurde bereits für die Sedimente von Leine und Innerste beschrieben (RAUSCH 1997; 36).

Der nächste Arbeitsschritt diente der planimetrischen Bestimmung der Flächenausdehnung der untersuchten Terrassenkörper. Als Grundlage dafür wurden, soweit möglich, orohydrographische Karten im Maßstab 1:50 000, sonst normale topographische Karten 1:25 000 herangezogen.

Für die Niederterrasse wurde die Fläche der heutigen Talniederung bestimmt. Für die Mittelterrasse wurde angenommen, daß sie die rezenten Täler nach Abschluß ihrer Sedimentation bis zu einer Höhe von ca. 20 m über der heutigen Talauwe ausfüllte. Diese gedachte Fläche wurde ebenfalls planimetriert. Es sei hier ausdrücklich angemerkt, daß besonders bei der Bestimmung der Mittelterrassenfläche äußerst zurückhaltend vorgegangen wurde. Nebentaleinschnitte blieben unberücksichtigt. Im sehr engen Oberlauf der Flüsse wurde an einigen Stellen für Mittel- und Niederterrasse der gleiche Flächeninhalt angenommen. Das Ergebnis dieser Bemühungen ist in Tabelle 1, Spalten 1 und 3, festgehalten.

Auf diesen Werten aufbauend, wurden nach Literaturdaten sowie der Durchsicht diverser Bohrprotokolle durchschnittliche Mächtigkeiten für die beiden Terrassenkörper festgelegt, um ihren Rauminhalt zu bestimmen. Für die Niederterrasse wurde der Flächeninhalt mit 10 m multipliziert (Tabelle 1, Spalte 2), für die Mittelterrasse mit 20 m (Spalte 4). Für letztere wird aus dem Oberlauf der Weser aber auch

über höhere Mächtigkeiten berichtet. Auf Blatt Uslar beträgt die Gesamtmächtigkeit des Schotterkörpers ca. 30 m (LEPPER 1977).

Trotzdem sind diese Werte in den unmittelbaren Randbereichen der Terrassenkörper etwas zu hoch gegriffen. Andererseits muß an anderer Stelle die Mächtigkeit durch die zahlreichen Subrosionssenken im Untergrund erheblich höher sein. Auf dem Gebiet Thüringens nimmt ihr Flächenanteil einen sehr großen Raum ein (ELLENBERG 1969, 1972; HOPPE 1974). Aber auch für den Bereich der alten Bundesländer wurde darüber berichtet (u. a. LEPPER 1976). Die dabei eingelagerten Sedimentfüllungen können 100 m Schichtdicke überschreiten. Eine quantitative Behandlung dieser Senken ist wegen des nur fragmentarisch vorliegenden Untersuchungsmaterials nicht möglich. Es wird daher postuliert, daß dieses Material die teilweise geringeren Mächtigkeiten der Kieskörper an ihren Rändern gerade ausgleicht. Obwohl diese Annahme die Gesamtabtragungsmenge nach Meinung des Autors sicher negativ beeinflusst, ist kein anderer numerischer Ansatz möglich.

Eine Umlagerung von Mittelterrassenkiesen in der Niederterrasse wird als wahrscheinlich angesehen. Der geröllanalytische Beweis konnte, bedingt durch die spezielle Materialzusammensetzung der Proben, für die Weser hier nicht geführt werden. Er gelang aber an anderer Stelle für die Ablagerungen der Leine (RAUSCH 1978). Aus diesem Grunde werden die Ablagerungen von Mittel- und Niederterrasse hier zusammen betrachtet (Tab. 1, Spalte 5), die Rauminhalte wurden addiert.

Nun wurde mit Hilfe der Verteilungskurve aus Abb. 2 für den Bereich jeder topographischen Karte ein Mittelwert für den Anteil an Thüringer-Wald-Material festgelegt (Tab. 1, Spalte 6). Durch Verrechnung der Spalten 5 und 6 ergibt sich die Menge an Thüringer-Wald-Material pro topographische Karte in km^3 (Spalte 7).

Werden die einzelnen Zahlenwerte addiert, so erhält man für den Bereich zwischen dem Austritt der einzelnen Lieferflüsse aus dem anstehenden Thüringer-Wald-Kristallin und der Straßenbrücke an der Porta Westfalica bei Minden einen Betrag von $8,2 \text{ km}^3$ abgetragenen Thüringer-Wald-Materials.

Im Flachland nördlich der Porta Westfalica ist man auf Hochrechnungen angewiesen, da die glazigene Beeinflussung des Raumes das Bild verschleiert. Auch in neuerer Zeit bekannt gewordene Zählungen (u. a. PLISCHKE 1976, FRICKE 1988) können nur bedingt zu Hilfe genommen werden. Es erscheint auf der anderen Seite unwahrscheinlich, daß die Sedimentation von Thüringer-Wald-Material mehr oder weniger plötzlich mit Austritt der Weser durch die Porta Westfalica ins Flachland endete. So wurde versucht, die in Abb. 2 dargestellte Kurve nach Norden hin zu verlängern bis zu einem Punkt, an dem dieser

Tab. 1: Rauminhalt der Flußterrassen von Werra und Weser
 Table 1: Volume of the terraces of the Rivers Werra und Weser

Topographische Karten nach Flüssen geordnet	SP 1	SP 2	SP 3	SP 4	SP 5	SP6	SP 7
	NT/km ²	NT/km ³	MT/km ²	MT/km ³	Summe SP 1+4 km ³	Stück % TW	Summe TWkm ³
Weser							
L3718 Minden	16,875	0,16875	56,45	1,129	1,29775	22	0,2855
3819 Vlotho	16,363	0,16363	21,394	0,42788	0,59151	21	0,1242
L3970 Rinteln	72,8	0,728	88,675	1,7735	2,5015	18	0,4503
L3720 Stadthagen	7,325	0,07325	8,775	0,1755	0,24875	20	0,0498
L3922 Hameln	35,475	0,35475	54,6	1,092	1,44675	16	0,2315
L4122 Holzminden	37,95	0,3795	57,925	1,1585	1,538	16	0,2461
L4322 Höxter	49,2	0,492	65,6	1,312	1,804	19,5	0,3518
L4522 Münden	19,275	0,19275	27,525	0,5505	0,74325	24,5	0,1821
Summe							1,9213
Werra							
L4524 Göttingen	1,825	0,01825	2,25	0,045	0,06325	27	0,0171
L4724 Witzenhausen	27,725	0,27725	66,2	1,324	1,60125	32	0,5124
L4726 Heiligenstadt	11,925	0,11925	12,525	0,2505	0,36975	37	0,1368
L4926 Eschwege	54,1	0,541	68,65	1,373	1,914	47,5	0,9092
4928 Mihla	0,3063	0,00306	0,7563	0,01513	0,01819	47,5	0,0086
L5126 Eisenach West	48,6	0,486	70,975	1,4195	1,9055	68,5	1,3053
L5128 Bad Hersfeld	6,125	0,06125	8	0,16	0,22125	65	0,1438
L5326 Tann	8,75	0,0875	11,2	0,224	0,3115	79	0,2461
5228 Schmalkalden	7,4313	0,07431	9,6563	0,19312	0,26744	81,5	0,218
5328 Wasungen	7,5625	0,07563	8,3812	0,16763	0,24325	85,5	0,208
L5528 Meiningen	17,575	0,17575	21,725	0,4345	0,61025	93	0,5675
5530 Hildburghausen	5,2188	0,05219	9,9188	0,19838	0,25056	93	0,233
5531 Eisfeld	3,8125	0,03813	7,9875	0,15975	0,19788	100	0,1979
Summe							4,7037
Nebenflüsse Werra ohne Hörsel-System							
5228 Schmalkalden	6,3938	0,06394	6,4875	0,12975	0,19369	90	0,1743
5329 Zella-Mehlis	6,025	0,06025	6,025	0,1205	0,18075	90	0,1627
5330 Suhl	0,45	0,0045	0,45	0,009	0,0135	90	0,0123
5430 Schleusingen	4,5438	0,04544	4,8813	0,09763	0,14306	90	0,1288
L5528 Meiningen	4,8	0,048	4,8	0,096	0,144	90	0,1296
5530 Hildburghausen	5,1688	0,05169	7,1813	0,14363	0,19531	90	0,1758
Summe							0,7835
Nebenflüsse Hörsel-S.							
L5126 Eisenach West	5,375	0,05375	7,25	0,145	0,19875	50	0,0994
5028 Eisenach Ost	7,8813	0,07881	11,375	0,2275	0,30631	60	0,1838
5029 Fröttstedt	7,1938	0,07194	21,425	0,4285	0,50044	75	0,3753
5128 Rhula	0,6875	0,00688	0,6875	0,00138	0,02063	90	0,0186
5129 Waltershausen	4,25	0,0425	4,25	0,085	0,1275	90	0,1148
Summe							0,7919
Endsumme:							8,2004

theoretische Fluß kein Thüringer-Wald-Material in der Mittelkiesfraktion mehr führt. Drei denkbare Möglichkeiten (Abb. 2, Kurven 1, 2, 3) wurden in

Anlehnung an den sicher nachgewiesenen Kurvenverlauf zwischen Flußkilometer 0 und 250 durch Extrapolation ermittelt.

Konsequenter Weise wurden nun für diesen hypothetischen Fluß die durchschnittlichen Terrassenrauminhalte des untersuchten Berglandes berechnet. Die Terrassenbreite wurde mit 25 km, die Mächtigkeit der Niederterrasse mit 10 m und die Mächtigkeit der Mittelterrasse mit 20 m angenommen. So ergeben sich für

Kurve 1: 3,4 km³

Kurve 2: 4,6 km³

Kurve 3: 5,9 km³

Abtragungsprodukte des Thüringer Waldes, bezogen auf die Mittelkiesfraktion.

Das zur Verfügung stehende Abtragungsgebiet (Abb. 1) hat eine planimetrisch bestimmte Flächenausdehnung von ca. 512 km². Setzt man das Ablagerungsgebiet dazu in Beziehung, indem man die abgetragenen Mengen in Form einer ebenen Schicht auf das anstehende Festgestein stapelt, so ergibt sich die folgende Schichtdicke: Bei Berücksichtigung lediglich der unmittelbar zugänglichen Sedimente zwischen dem Rand des Thüringer Waldes und der Porta Westfalica bei Minden = 16,02 m.

Für die drei Kurven aus Abb. 2 jeweils ca.

Kurve 1 = 6,63 m

Kurve 2 = 8,96 m

Kurve 3 = 11,51 m.

Im Folgenden soll von einer mittleren Mächtigkeit, also von Kurve 2 ausgegangen werden. Zusammen ergibt das eine Schichtdicke von 24,98 m. Dieser Betrag ist sicherlich noch zu klein, wenn die nicht mehr im Untersuchungsgebiet vorhandenen, sondern ins Flachland transportierten feinklastischen Flußsedimente in die Überlegungen einbezogen werden. Dieses ließe sich leicht durch den Vergleich von Korngrößenanalysen aus den Flußterrassen mit denen von Hangschuttmassen über anstehendem Porphyry und solchen aus temporären „Klärbecken“, z. B. den aufgeschlossenen Subrosionsbildungen der „Zeche Nachtigall“, erreichen.

Das zur Verfügung stehende Archivmaterial wurde ausgewertet und in Abb. 3 zusammengefaßt. Die aufgeworfene Fragestellung ist auf diese Weise natürlich nicht abschließend zu klären. Immerhin trifft die in Abb. 3, Kurve A, dargestellte Zusammensetzung sehr schön das Verteilungsbild, das bei allen derartigen kalteilichen Flußablagerungen zu erwarten ist. Eine denkbare Korngrößenabnahme der Ablagerungen in Transportrichtung zwischen Münden und Minden konnte nicht beobachtet werden. Die fraglichen Terrassenkiese sehen überall recht ähnlich aus. Größere Einschaltungen feinkörniger Bestandteile sind bei normaler Lagerung nicht vorhanden.

Auf der anderen Seite wird aus Analogieschlüssen zu den Harzporphyren angenommen, daß - geschätzt - schon bei ihrer Verwitterung im Anstehenden bereits weit über die Hälfte des Materials als

Schluff anfällt. Dieses Material muß zu seinem überwiegenden Teil erst außerhalb des untersuchten Sedimentationsgebietes zur Ablagerung gekommen sein.

Wenn diese Ausführungen richtig sind, ist es sicherlich angemessen, die Dicke der abgetragenen Schicht auf 50 m zu verdoppeln. Diese Schätzung wird vom Autor noch als ausgesprochen vorsichtig angesehen. Ebenso bleibt die sicher vorhanden gewesene chemische Lösung der Gesteine unberücksichtigt.

3 Diskussion des Ergebnisses und der möglichen tektonischen Konsequenzen

Bereits während des gesamten Tertiärs, natürlich ebenso in der Zeit des Quartärs, war der Thüringer Wald Festland und damit Abtragungsgebiet. Wenn wir heute immer noch ein stattliches Gebirge mit durchschnittlichen Höhen zwischen 800 m und 900 m ü. NN vor uns haben, so beweist das, daß die „epirogenen Hebungen“ größer waren als der Abtragungsbetrag. Für die Zeit vom Beginn der Mittelterrassensedimentation bis heute wurde eine abgetragene Schicht von 50 m Mächtigkeit postuliert. Diese Abtragung ging sicherlich nicht so schematisch flächenhaft vor sich, dennoch soll hier die Frage aufgeworfen werden, ob einem entsprechenden Erosionsbetrag nicht ein zumindest ebenso großer junger Hebungsbetrag entgegengestellt werden muß. Der Thüringer Wald ist ja auch heute noch als mächtiges Gebirge erhalten!

Im folgenden wird die postulierte Dicke der abgetragenen Schicht in Beziehung zu der zur Verfügung stehenden Zeit gesetzt.

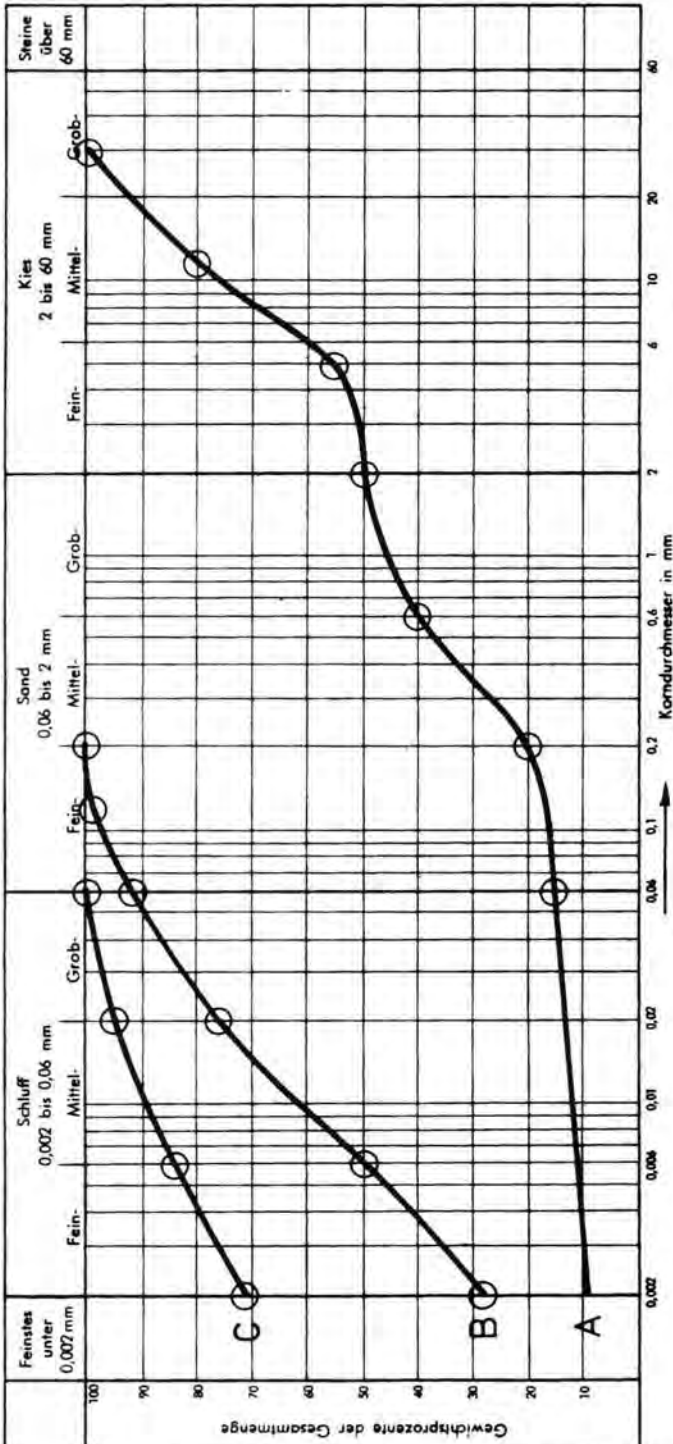
Das Ergebnis wäre eine junge Hebung von 0,25 mm/Jahr für die letzten 200 000 Jahre, vorausgesetzt, man will nicht ein noch geringeres Mittelterrassenalter annehmen.

Eine derartig große Hebung von 1/4 mm pro Jahr für ein Gebiet wie den Thüringer Wald, also außerhalb eines jungen Faltengebirges, erscheint auf den ersten Blick sehr ungewöhnlich! Sie wird allerdings durch geodätische Messungen untermauert. So beschreibt ELLENBERG (1993) rezente vertikale Erdkrustenbewegungen aus Thüringen, die für den Abtragungsraum Beträge von bis zu 2,0 mm/Jahr erreichen. Der Beobachtungszeitraum, der seiner Untersuchung zu Grunde liegt, beträgt ca. 20 Jahre. Der Thüringer Wald tritt dabei auch rezent als Horst in Erscheinung.

Darüber hinaus bemerkt ELLENBERG (freundliche Mitteilung vom 10. 11. 1995): „Man muß mit einer aktiven Störungstektonik an den Rändern des Thüringer Waldes während des gesamten Quartärs rechnen, die morphogenetisch relevanten Beträge sind jedoch mit Sicherheit während des Tertiärs erzeugt worden.“

Kornverteilung

Ausgewählte jungpleistozäne Flußablagerungen der Oberweser, alle Analysen Archiv NLFB



Lab.Nr.:	A	B	C
Bodenart:	46 Kiesproben	1 Schluffprobe	1 Tonprobe
Ernahmestelle:	Niederterrasse Weser	Zeche Nachtigall	Zeche Nachtigall
Tiefe:		untere „Tonlage“	obere „Tonlage“

Abb. 3

RAUSCH 81/95

Abb. 3: Korngrößenverteilung jungpleistozäner Flußablagerungen der Weser

Fig. 3: Grain size distribution of Late Pleistocene deposits of the River Weser

Trotzdem soll hier einmal der ermittelte Jahreshebungsbetrag auf die gesamte Quartärzeit ausgedehnt werden. Bei einem angenommenen Alter des Quartärs von 2,3 Millionen Jahren ergibt sich ein Hebungsbetrag von 575 m. Dieser Wert liegt noch unterhalb der heutigen Höhenlage des Gebirges, hat aber die gleiche Größenordnung.

Untermauert wird dieses Ergebnis durch das Fehlen von Thüringer-Wald-Geröllen in den Schichten des norddeutschen Pliozäns, die älter sind als Reuver (freundliche mündliche Mitteilung von BARTHOLOMÄUS, 10/95). Die junge Hebung des Thüringer Waldes und die damit verbundene Abtragung müssen also entweder frühestens hier eingesetzt haben, oder entsprechende Gerölle sind der Verwitterung zum Opfer gefallen oder noch nicht aufgefunden worden.

Schriftenverzeichnis

- EISSMANN, L. (1975): Das Quartär der Leipziger Tiefland-Bucht und angrenzender Gebiete um Saale und Elbe. - Schriftenr. geol. Wiss., **2**, 58 Abb., 23 Tab., 17 Taf., 1-263; Berlin.
- ELLENBERG, J. (1969): Die geologisch-morphologische Entwicklung des südwest-thüringischen Werragebietes im Pliozän und Quartär. - Unveröff. Diss., Univ. Jena; Jena.
- (1972): Auslaugung und Sedimentation in Gebiet von Gerstungen. - Geol., **21**, Nr. 3, S. 296-304, 3 Abb.; Berlin.
- (1993): Rezente vertikale Erdkrustenbewegungen in Thüringen. - Jenaer Geogr. Schriften, **1**, 7-22; Jena.
- FRICKE, K. (1988): Zur Hydrogeologie der Stadt Lübbecke. - Unveröff. Diplomarbeit Geol. Inst. Univ. Hannover; Hannover.
- HOPPE, W. (1974): Geologie von Thüringen: Gotha/Leipzig.
- KLOSTERMANN, J. (1995): IV. Nordrhein-Westfalen. In: BENDA, L. (Hrsg.): Das Quartär Deutschlands. - Borntraeger; Stuttgart.
- LEPPER, J. (1976): Erläuterungen zu Blatt 4322 Karlshafen. - Geol. Kt. Nordrh.-Westf., 190 S., 14 Abb., 11 Tab., 6 Taf.; Krefeld.
- (1977): Erläuterungen zu Blatt Uslar Nr. 4323. - Geol. Kt. Niedersachsen, 129 S., 14 Abb., 13 Tab., 10 Taf.; Hannover.
- LÜTTIG, G. (1960): Neue Ergebnisse quartärgeologischer Forschung im Raum Alfeld-Hameln-Elze. Geol. Jb., **77**, 337-390; Hannover.
- PLISCHKE, I. (1976): Untersuchungen zur Geröll- und Schwermineral-Führung fluviatiler und glazifluviatiler Pleistozänkiese im Raum Nienburg/Weser. - Unveröff. Diplomarbeit Geol. Inst. Univ. Hannover, 43 S., ca. 300 Tab., 6 Anl.; Hannover.
- PREUSS, H. (1975): Gliederung und Zusammensetzung der Weserterrassen-Körper bei Bodenfelde (mit einer geologischen Kartierung). - Mitt. Geol. Inst. Techn. Univ. Hannover, **12**, 1-49; Hannover.
- RAUSCH, M. (1977): Fluß-, Schmelzwasser- und Solifluktuationsablagerungen im Terrassengebiet der Leine und Innerste - ein Beitrag zur pleistozänen Flußgeschichte Südniedersachsens. - Mitt. Geol. Inst. Techn. Univ. Hannover, **14**, 1-84; Hannover.
- (1978): Umlagerungsvorgänge bei der Sedimentation eiszeitlicher Flußablagerungen - ein Beispiel aus dem Terrassengebiet der Leine SE Hannover. Z. dt. geol. Ges., **129**, 1-5, 3 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- RHODE, P. (1989): Elf pleistozäne Sand-Kies-Terrassen der Weser: Erläuterungen eines Gliederungsschemas für das obere Wesertal. - Eiszeitalter u. Gegenwart, **39**, 42-56; Hannover.
- (1983): Quartär. - Erl. geol. Kt. Niedersachsen 1: 25000, Bl. 3724 Pattensen: 42-109, Abb. 12-39, Tab. 4-16; Hannover.
- SCHRAMM, H. (1965): Untersuchungsergebnisse zur altpleistozänen Flußgeschichte im nördlichen Vorland des Thüringer Waldes. - Wiss. Zeits. der Friedrich-Schiller-Univ., Mathem.-Naturwiss. Reihe, **4**, Jg. 14; Jena.
- WORTMANN, H. (1968): Die morphogenetische Gliederung der Quartärbasis des Wiehengebirgsvorlandes in Nordwestdeutschland. - Eiszeitalter u. Gegenwart., **19**, 227-239; Öhringen.

Manuskript eingegangen am 15. 11. 1994

Über glaziale Erosion und Übertiefung

KARL ALBERT HABBE*)

Glacial erosion and overdeepening, motion mechanism of advancing glaciers, meltwater movement in, below and along glaciers, Sulzenau glacier (Stubai Alps, Tyrol), Iller foreland glacier (German Alpine Foreland), Vatnajökull outlet glaciers (Iceland), Western Rhein foreland glacier (German Alpine Foreland)

[On glacial erosion and overdeepening]

Kurzfassung: Glaziale Erosion und Übertiefung ist - wie die Längsprofile aller glazial geformten Täler zeigen - kein über die gesamte Längserstreckung des Gletschers gleichmäßig wirksamer Vorgang, sondern durch ausgeprägte Diskontinuitäten gekennzeichnet. Die Gründe dafür sind früh diskutiert, das Problem ist jedoch nie gelöst worden. Der Erklärungsansatz von H. LOUIS (1952) hatte aber bereits deutlich gemacht, daß es nur geklärt werden kann, wenn man den zugrunde liegenden Bewegungsmechanismus der Gletscher kennt. Es wird anhand von Beobachtungen aus dem Gebiet des letzkaltzeitlichen Illergletschers gezeigt, daß kaltzeitliche Gletscher mit positivem Massenhaushalt (vorstoßende Gletscher) sich anders bewegt haben müssen als heutige Gletscher, die zumeist einen negativen Massenhaushalt haben (d. h. zurückschmelzen). Es wird ferner gezeigt, daß dieser Bewegungsvorgang an vorstoßenden Fußgletschern des Vatnajökull in Island auch heute noch beobachtet werden kann. Er ist gekennzeichnet durch eine Summation zahlreicher, relativ kurzdauernder und nur relativ kleine Distanzen überbrückender Vorschübe flacher Eisschilde auf Scherflächen über stagnierendem Eis vorhergehender Vorstöße, die ausgelöst wurden durch niederschlagsbedingte Massenüberschüsse im Nährgebiet. Ein solcher Bewegungsvorgang impliziert, daß eine Einwirkung des Gletschers auf den Untergrund nur dort (und dann) möglich ist, wo (und wenn) der Gletscher über seine stagnant-ice-Unterlage vorstößt, d. h. nur im Bereich unmittelbar hinter der Gletscherstirn. Größere Erosionsbeträge sind nur dann zu erwarten, wenn der Gletscher nach dem Vorstoß längere Zeit in der erreichten Maximalposition verharrt und zusätzlich unter hydrostatischem Druck stehendes (Schnee-)Schmelzwasser auf den Untergrund einwirkt. Zur Schmelzwasserbewegung im Gletscher werden weitere Beobachtungen aus Island beigebracht, zur Schmelzwasserwirkung auf den Untergrund Beobachtungen (vorwiegend) aus dem deutschen Alpenvorland. Insgesamt ergibt sich, daß die Diskontinuitäten glazialer Erosion und Übertiefung sich erklären lassen durch den beschriebenen Bewegungsmechanismus vorstoßender Gletscher, die Schutzwirkung überfahrenen stagnierenden Eises vorhergehender Vorstöße und die Eigenart der (Schnee-)Schmelzwasserbewegung in, unter und am Rande des Gletschers. Weil die beschriebenen Prozesse in erster Linie unmittelbar hinter der Stirn des vorstoßenden Gletschers ablaufen, sind sie ein räumlich und zeitlich beschränktes Phänomen, müssen gerade deswegen aber von außerordentlicher Intensität sein.

Abstract: Glacial erosion and overdeepening is - as can be shown by the longitudinal profile of every valley formed by glaciers - not a process active on the whole longitudinal extension of the glacier in the same way, but is characterized by marked discontinuities. The reasons have been discussed for nearly a century, but the problem remained unsolved until now. It can - as H. LOUIS (1952) has demonstrated - be solved only when the motion mechanism of the glaciers is known. The present paper demonstrates on the base of observations in the area of the Iller glacier of the last glaciation that Pleniglacial glaciers with positive mass budget (advancing glaciers) have moved in another way than present-day glaciers with their - mostly - negative mass budget. Furthermore it is demonstrated that this particular motion mechanism can actually be observed at advancing outlet glaciers of the Vatnajökull in Iceland. It is characterized by a summation of numerous push movements of flat ice-shields on shear-planes over stagnant-ice of preceding advances, all of them of relatively short duration and range. They originated in precipitation-caused mass surpluses in the feeding area. This motion mechanism implies that an impact on the underground is possible only where (and when) the glacier advances beyond its stagnant-ice basement, i. e. immediately behind the front of the advancing glacier. A larger amount of glacial erosion can be expected only when the glacier after the advance remained in the maximum position reached for a longer time and, additionally, (snow)meltwater under hydrostatic pressure could affect the underground. Further observations on meltwater movement within the glacier are presented from Iceland, on meltwater impact on the underground (mainly) from the German Alpine Foreland. To sum up, the discontinuities of glacial erosion and overdeepening can be explained by the motion mechanism of advancing glaciers described, the protective effect of the overridden stagnant-ice basement of preceding advances, and the characteristic movement of (snow)meltwater in, below and along the glacier. Because the erosion processes described take place (mainly) immediately behind the front of the advancing glacier, they are a phenomenon restricted in space as well as in time, but therefore must be of extraordinary intensity.

1 Das Grundproblem

Wie glaziale Erosion vor sich geht, ist teils seit über einhundert Jahren bekannt, teils bis heute ungeklärt und daher umstritten.

Bekannt ist aus Beobachtungen in heutigen Gletschervorfeldern, die von den Gletschern erst im Zu-

*) Anschrift des Verfassers:

Prof. Dr. K. A. HABBE, Institut für Geographie der Universität Erlangen-Nürnberg, Kochstr. 4, 91054 Erlangen.



Abb. 1: Spuren schrammender („Detersion“) und aushebender („Detraktion“) glazialer Erosion im Vorfeld des Sulzenaufener (Stubai Alpen, Tirol). Der Aufnahmepunkt lag in 2350 m Höhe auf einer Felsschwelle nur wenige hundert Meter vor dem Gletscherende (Aufn. Verf. 4.8.1990).

Fig. 1: Traces of glacial smoothing (Detersion) and plucking (Detraction) in the forefield of the Sulzenaufener (Stubai Alps, Tyrol). The photograph has been taken in 2350 m a.s.l. on a rock sill a few hundred metres before the glacier front (phot. K.A.H. 4.8.1990).

ge ihres säkularen Rückschmelzens seit dem letzten Hochstand um 1850 geräumt wurden, daß die Abtragung teils schleifend („Detersion“), teils größere Blöcke an Klüften ablösend und aushebend („Detraktion“) vor sich gehen kann (Abb. 1). Durch das Zusammenwirken beider Vorgänge kann es zur Ausbildung von Rundhöckern kommen (CAROL 1943, 1947).

Aber beide Vorgänge sind nur dort beobachtbar, wo das glazialerosiv beanspruchte Gestein an der Geländeoberfläche ansteht, an Engstellen also und - vor allem - auf Felsschwellen, also gerade dort, wo die Abtragung - langfristig (d. h. über die gesamte Zeit der Eisbedeckung hinweg) gesehen - am wenigsten wirksam war. Und es ist durchaus offen, wann diese so offensichtlichen Spuren glazialer Erosion entstanden sind, ob sie also ein Zeugnis kontinuierlicher Abtragung oder eines nur zeitweise wirksamen Prozesses sind. Das erstere ist - wegen des offensichtlich geringen Wirkungsgrades - eher unwahrscheinlich, jedenfalls dann, wenn, was häufig der Fall ist, Unterschiede in der Gesteinhärte als zusätzlich wirksame Ursache ausscheiden. Nimmt man dagegen das zweite an, stellt sich die Frage, welche nur zeitweilig wirksamen Umstände die nur geringe Erosionswirkung der Gletscher gerade an den Stellen bewirkt haben, wo sie am besten zu beobachten sind. Das Problem wird noch deutlicher, wenn man die in den Talweiten zwischen den Felsschwellen gelegenen übertieften - und meist

durch junge (glaziale, glazifluviale, glazilimnische) Sedimente verfüllten - Becken (Abb. 2) in die Betrachtung einbezieht, wo die glaziale Erosion offenbar wesentlich kräftiger wirksam war. Sie belegen, daß es im Längsprofil eines glazial geformten Tales einen Wechsel gibt zwischen Bereichen sehr kräftiger und ausgeprägt retardierter Erosion. Vergewöhnlicht man sich schließlich, daß der Wechsel von Becken und Schwellen nicht nur die wasser- (und eis-)scheidennahen Bereiche des Hochgebirges betrifft, sondern sich über ein gestuftes Längsprofil (Abb. 3 und 4) in die inneralpinen Talgründe und unter deren Sedimentfüllung¹⁾ bis ins Alpenvorland fortsetzt (Abb. 5), dann wird klar, daß glaziale Erosion (und Übertiefung) jedenfalls kein über die gesamte Länge der pleistozänen Gletschererstreckung gleichmäßig wirksamer Vorgang, sondern durch ausgeprägte Diskontinuitäten charakterisiert war. Was sie bewirkte, ist bis heute offen.

2 Der Erklärungsansatz von H. Lous

Das Problem ist zwar früh gesehen und zeitweise heftig diskutiert worden²⁾, aber eine Durchsicht der

¹⁾ Ein typisches - und gut erforschtes - Beispiel dafür ist das inneralpine Isartal (BADER 1979, FRANK 1979, vgl. dazu FISCHER 1994).

²⁾ Berühmt wurde die Auseinandersetzung darüber zwischen A. HEIM (1885, 1919) und A. PENCK (1899, 1912, PENCK & BRÜCKNER 1901-09). Vgl. dazu im übrigen LOUIS (1952).



Abb. 2: Das vom Gletscher seit dem Hochstand von 1850 geräumte übertiefte Becken des Sulzenaufemers oberhalb der Sulzenau-Hütte. Der 1850er Gletscher reichte bis an die Felschwelle im Hintergrund, die Moräne im Mittelgrund mit dem Bachdurchbruch stammt von 1920. Aufnahme talab vom gleichen Punkt wie Abb. 1 (Aufn. Verf. 4.8.1990).

Fig. 2: The overdeepened basin of the Sulzenaufemer above the Sulzenau refuge. The glacier of the 1850 readvance extended to the rock sill in the background, the terminal moraine in the centre with the brook cut is from the 1920s. Photograph taken downvalley from the same place as fig. 1 (phot. K.A.H. 4.8.1990).



Abb. 3: Das gestufte Längsprofil der Sulzenaufemer-Talung, stark verkürzt von der Mair-Spitze (2781 m) gesehen. Der Sulzenaufemer im Hintergrund erhält auf der Stufe oberhalb der Gletscherstirn ein Zustrom von links aus der Fernerstube. Das Becken oberhalb der Sulzenau-Hütte wird längsgeteilt durch eine große postglaziale Ufermoräne, hinter der links die Blaue Lacke, ein Moränenstausee, erkennbar ist. Unterhalb der Sulzenau-Hütte rechts im Vordergrund der Kopf des Steilabfalls zur Sulzenau-Alm (zur Rahmentopographie vgl. Abb. 4). Zur Zeit des letztglazialen Gletscherhochstandes reichte das Eis aus dem Hintergrund bis fast auf die Höhe des Aufnahmepunktes. Gipfel im Hintergrund (von links): Aperer Pfaff 3351 m, Schaufelspitze 3333 m, Stubaiäer Wildspitze 3340 m (Aufn. Verf. 2. 8. 1990).

Fig. 3: The flight of steps in the Sulzenaufemer valley, seen from the Mair Spitze (2781 m). The Sulzenaufemer in the background gets an affluent from the left – the Fernerstube – on the step above the glacier front. The basin above the Sulzenau refuge is lengthwise divided by a large lateral moraine of post-glacial age, on its left a moraine-dammed lake – the Blaue Lacke – is visible. Below the Sulzenau refuge in the right foreground the head of the precipice to the Sulzenau Alm (for the topographic setting see fig. 4). During the glacier maximum of the last glaciation the ice extended from the background to nearly the place from which the photograph was taken. Mountains in the background (from left to right): Aperer Pfaff 3351 m, Schaufelspitze 3333 m, Stubaiäer Wildspitze 3340 m (phot. K.A.H. 2.8.1990).

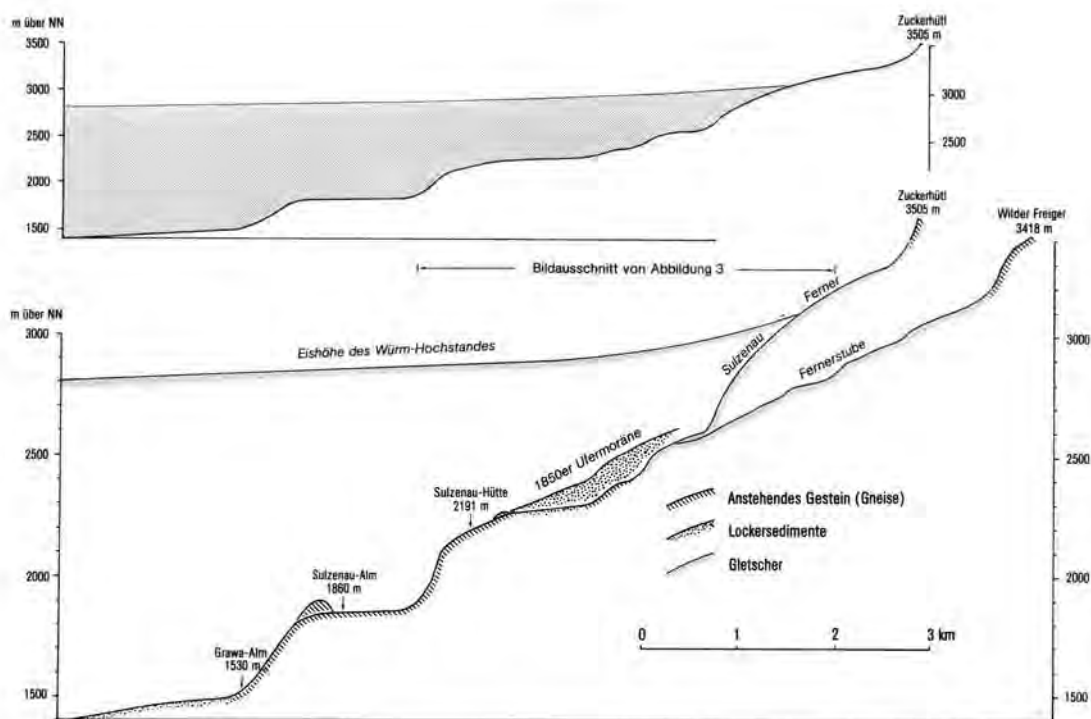


Abb. 4: Längsprofil der Sulzaufemer-Talung, 2,5fach überhöht (unten) und nicht überhöht (oben). Obergrenze des Gletschers während des letztkaltzeitlichen Hochstandes in Anlehnung an VAN HUSEN (1987). Näheres im Text.

Fig. 4: Longitudinal profile of the Sulzaufemer valley. Vertical scale 2,5 x exaggerated (below) and non-exaggerated (above). Upper boundary of the glacier during the Würm maximum after VAN HUSEN (1987). For details see text.

einschlägigen neueren Literatur³⁾ zeigt, daß trotz zahlloser neuer Beobachtungen eine befriedigende Lösung aussteht. Einen der wenigen bis heute bemerkenswerten Versuche, dem Problem beizukommen, hat - in einem der ersten Bände von „Eiszeitalter und Gegenwart“ - H. LOUIS (1952) unternommen. Seine Überlegungen sind seinerzeit in der deutschen Literatur vielfach (wenn auch nicht immer richtig) zitiert worden, haben aber keinen Eingang in die internationale Diskussion gefunden. Später stand auch im deutschen Sprachbereich die Rezeption (vorwiegend) angelsächsischer glaziologischer Arbeiten (zusammenfassend: PATERSON 1969,⁴ 1994) im Vordergrund des Interesses, so daß LOUIS' Modellvorstellungen kaum mehr Beachtung fanden. Gleichwohl lohnt sich eine Auseinandersetzung damit auch heute noch.

LOUIS stützte seine Überlegungen auf die von R. FINSTERWALDER (1931, 1950) an schnell sich bewegendem Gletschern Hochasiens beobachtete (und benannte) „Blockschollenbewegung“ und benutzte sie zur Erklärung des gestuften Längsprofils glazial geformter hochalpiner Täler (Abb. 6). Vergleicht man LOUIS' „Kaskaden-Modell“ mit den tatsächlichen

Gegebenheiten im eisscheidennahen Bereich heutiger Gletschertäler, so erscheint es auf den ersten Blick durchaus plausibel, auch wenn man nicht die zumeist benutzten überhöhten, sondern nicht-überhöhte Profile zum Vergleich heranzieht (Abb. 4): die Gefällsprünge sind teilweise so kräftig, daß ein Wechsel von Druckentlastung am Kopf, Drucküberlastung am Fuß der Gefällsteilen, wie ihn das Modell unterstellt, als Erklärung für die beobachteten Phänomene denkbar erscheint. Denkbar erscheint darüber hinaus, daß sich aus der Drucküberlastung am Fuß der Gefällsteilen eine Kolkwirkung, also der Ansatz für eine Übertiefung ergab.

Das Kaskaden-Modell erklärt jedoch nur die Verstärkung bereits bestehender Gefällsunterschiede, nicht aber deren Entstehung, und es erklärt auch nicht, weshalb Becken und Schwellen auch noch unter der Lockersedimentfüllung der inneralpinen Täler (also bei nur flachem Längsprofil) und im Gebirgsvorland (bei Gegengefälle der präglazialen Landoberfläche) auftreten. Es reicht daher für die Erklärung glazialer Erosion und Übertiefung sicher nicht aus. Man kann darüber hinaus durchaus bezweifeln, ob überhaupt „Blockschollenbewegung“ unter kaltzeitlichen Verhältnissen so funktioniert haben kann, wie LOUIS es unterstellte, ob also der wesentliche Grund für die

3) Zusammenfassend: EMBLETON & KING 1975, SUGDEN & JOHN 1976, LOUIS/FISCHER 1979, MARCINEK 1985, zuletzt MINZIES 1995-96.

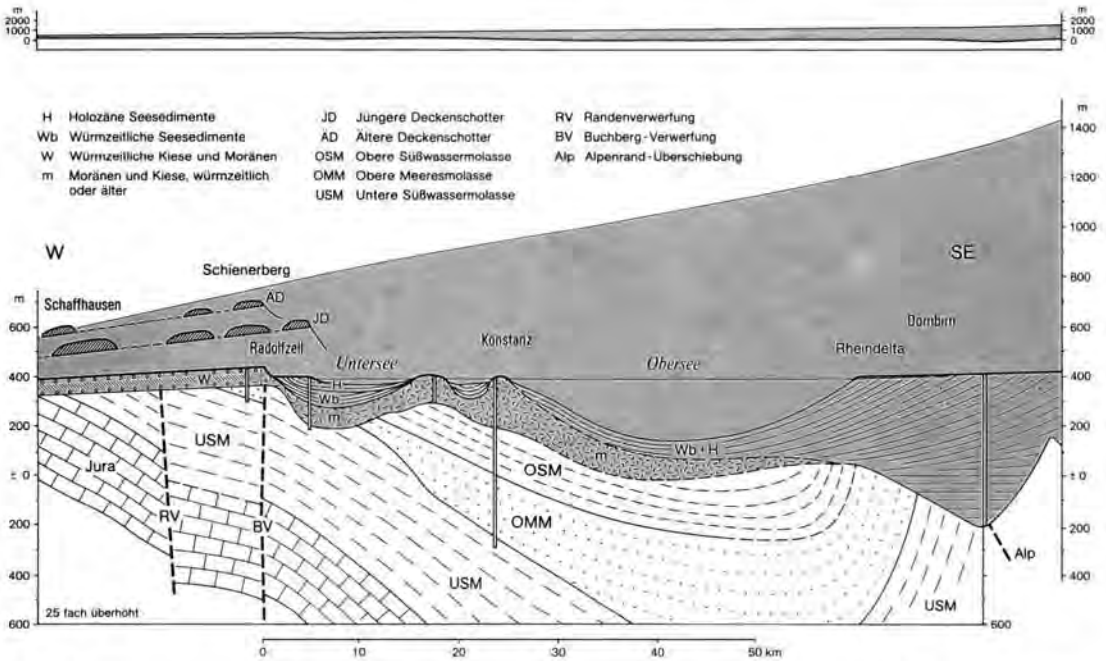
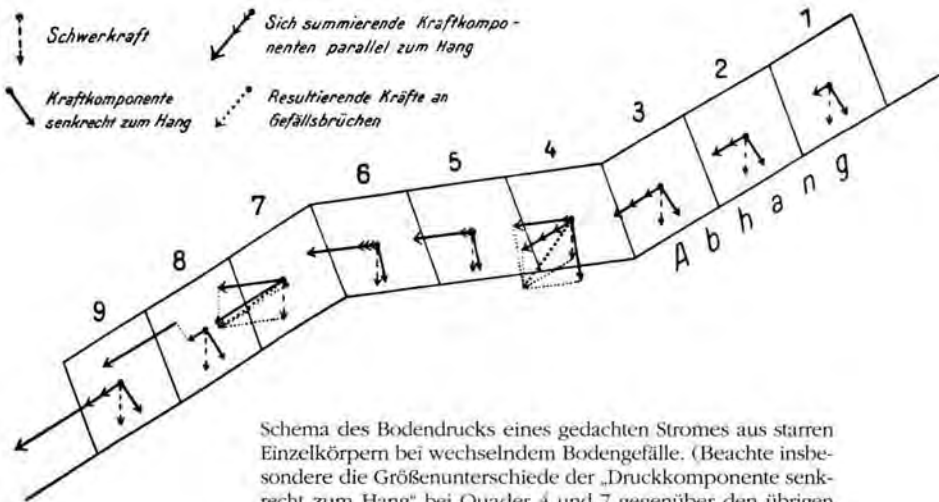


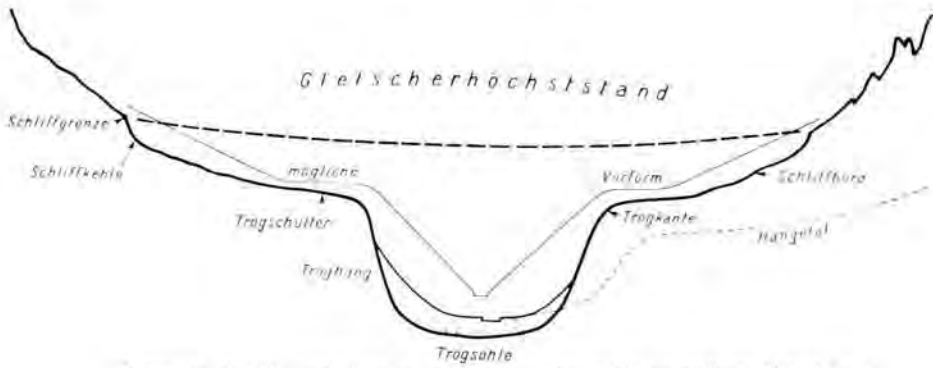
Abb. 5: Längsprofil durch das Bodenseebassin und den letztkaltzeitlichen Rhein-Vorlandgletscher mit 25facher Überhöhung (unten) und – nur für den Gletscher – nicht überhöht (oben). In Anlehnung an SCHREINER (1979), KRAYSS & KELLER (1983) und KELLER (1994). Das obere Profil zeigt, daß der Rheingletscher – wie alle Vorlandgletscher – im Verhältnis zu seiner Flächenausdehnung außerordentlich dünn war, sein Oberflächengefälle gering und auch das zu überwindende Gegengefälle des präquartären Untergrunds nur schwach geneigt.

Fig. 5: Longitudinal profile of the Bodensee basin and the Rhein foreland glacier of the last glaciation. Vertical scale 25 x exaggerated (below) and non-exaggerated (above). After SCHREINER (1979), KRAYSS & KELLER (1983) and Keller (1994). The upper profile shows that the Rhein glacier – as every foreland glacier – was extremely thin and that its longitudinal gradient and also the counter inclination of the pre-Quaternary underground were very low.



Schema des Bodendrucks eines gedachten Stromes aus starren Einzelkörpern bei wechselndem Bodengefälle. (Beachte insbesondere die Größenunterschiede der „Druckkomponente senkrecht zum Hang“ bei Quader 4 und 7 gegenüber den übrigen Quadern; Abb. 1 aus LOUIS (1952).

Abb. 6: Das „Kaskaden-Modell“ von H. LOUIS (1952: 17). Näheres im Text.
Fig. 6: The cascade model of H. LOUIS (1952: 17). For details see text.



Schematischer Querschnitt eines alpinen Trogtales mit Trogschultern; Abb. 170 in Anlehnung an LOUIS 1952.

An den Flanken des Troges Hangschutt, auf der Sohle Grundmoräne und Schotter, darin eingetieft das Bett des heutigen Flusses.

Abb. 7: Querprofil über ein Trogtal mit Trogschultern (aus WEBER 1967: 234, korrigiert⁴⁾). Näheres im Text.

Fig. 7: Cross-section of an U-shaped valley with shoulders (from WEBER 1967: 234, revised⁴⁾). For details see text.

Diskontinuitäten im Längsprofil glazial überformter Täler in abrupten Wechseln des vertikal wirkenden Drucks des auflastenden Eises zu suchen ist (vgl. dazu u. S. 113).

Dennoch bleibt die Beschäftigung mit dem LOUIS-Modell anregend. Führt man nämlich den Vergleich mit den tatsächlichen Verhältnissen (Abb. 4) weiter, so zeigt sich, daß allenfalls die höchste Stufe des Tallängsprofils im Niveau der Eisbedeckung während der Gletscherhöchststände liegt, die übrigen jedoch zum Teil weit darunter. Das heißt aber, daß die Diskontinuitäten des Längsprofils - gleich, ob man sie durch das LOUIS-Modell oder anders erklärt - jedenfalls nicht während der Gletscherhöchststände entstanden sein können. Die waren ein Überflutungphänomen, das alle Gefällsbrüche unterschiedslos überdeckte, aber nur selten und kurzfristig gegeben war und deswegen in den erreichten maximalen Höhenlagen auch nur schwach erosiv wirksam werden konnte. Die differenzierte, aber sehr viel intensivere Erosion der tieferen Lagen dagegen kann nur von kleineren Gletschern bewirkt worden sein, wie sie - für eine sehr späte Phase - die Ufermoränen der postglazialen Hochstände andeuten. Derartige, auf die Talgründe beschränkte Gletscher muß es im Pleistozän sehr viel häufiger gegeben haben als Gletscherhöchststände. Das hieße aber, daß die Diskontinuitäten der Längsprofile - u. a. auch - eine Folgewirkung unterschiedlich lang andauernder Erosionstätigkeit der Gletscher sind, mit anderen Worten: daß für die Details glazialer Formung der Faktor Zeit eine wichtige Rolle spielt.

Die Konzentration der glazialen Erosion auf die tiefen Lagen des Längsprofils macht auch das Querprofil der Trogtäler mit Trogschulter verständlich,

das LOUIS (1952) ebenfalls diskutiert hatte. In Anlehnung an PENCK (1912) machte er darauf aufmerksam, daß ein solches Querprofil (Abb. 7) zwei Punkte verstärkter glazialer Erosion aufweise, nämlich unterhalb der Schliffgrenze und unterhalb der Trogkante, gab aber ausdrücklich keine Erklärung dafür. Sie ist jedoch relativ einfach, wenn man akzeptiert hat, daß das Hauptcharakteristikum aller glazial geformten Täler - die Aufweitung des Talbodens und die Versteilung der Talhänge - eben nicht durch die Gletscher des Höchststandes geschaffen wurde, sondern durch vielfach wiederholte Vorstöße relativ geringmächtiger Gletscher in Phasen geringerer Vereisung⁵⁾, während die - seltener eintretenden und einen viel breiteren Talquerschnitt betreffenden - Gletscherhöchststände vorwiegend die Abtragung im Bereich der Schliffborde bewirkten.

Ein weiteres Verdienst des LOUISschen Aufsatzes von 1952 (vgl. dazu auch LOUIS/FISCHER 1979) ist schließlich, darauf aufmerksam gemacht zu haben, daß für die Höchststände der pleistozänen Gebirgs-

⁴⁾ WEBER hatte - wie vor ihm schon SCHWARZBACH (1964) - in das LOUIS-Profil von 1952 zusätzlich die Eishöhe während des Gletscherhöchststandes eingetragen, er dachte sie sich leicht konvex gewölbt. Das ist jedoch eindeutig falsch. Denn gewölbte Oberflächen sind das Charakteristikum des Gletscherzehrgebietes, im Nährgebiet ist die Oberfläche mehr oder weniger eben, allenfalls schwach konkav durchgebogen. Die gesamten Alpen waren aber während des Gletscherhöchststandes mit Sicherheit Gletschernährgebiet. Also kann die Gletscheroberfläche in den Alpentälern während des Höchststandes jedenfalls nicht gewölbt gewesen sein. Darauf hat LOUIS selbst mehrfach und an prominenter Stelle hingewiesen (zuletzt in LOUIS/FISCHER 1979: 459 ff. und Anm. 31). Gleichwohl hat sich die fehlerhafte Darstellung („nach LOUIS aus WEBER“) bis heute in den Lehrbüchern gehalten (z. B. WILHELMY 1992).

⁵⁾ Der Gedanke ist nicht neu, er findet sich bereits bei PHILIPSON (1912).

vereisungen mit klimatischen Verhältnissen gerechnet werden muß, die ein vom heutigen abweichendes Bewegungsverhalten der Gletscher bewirkt haben müssen. LOUIS hat darauf hingewiesen, daß die hochkaltzeitlichen Gletscher - wegen der durch den Permafrost auch noch in den tiefgelegenen Gebieten Mitteleuropas belegten sehr niedrigen Jahresmitteltemperaturen - durchweg kalte Gletscher gewesen sein und sich deswegen anders bewegt haben müssen als heutige Gletscher. Ein wesentliches Glied seiner Argumentation ist die von ihm sog. „Rigkeit“, also die relative Starrheit des bewegten Eises: damit vor allem erklärt er die „Blockschollenbewegung“

kaltzeitlicher Gletscher. Wie weit man dieser Argumentation im einzelnen folgt, ist - wie gesagt - eine andere Frage. Zweifellos aber ist der Hinweis auf die klimabedingt niedrigen Temperaturen des bewegten Eises während der Kaltzeiten des Pleistozäns wichtig.

Man muß sich in diesem Zusammenhang freilich vor einer Überstrapazierung des Aktualitätsprinzips hüten, darf also die pleistozänen kalten Gletscher Mitteleuropas nicht ohne weiteres mit heutigen kalten Gletschern der Zirkumpolarregion - etwa der Antarktis - vergleichen. Denn dort herrscht ein anderes Strahlungsklima als in den Mittelbreiten. In den Mit-

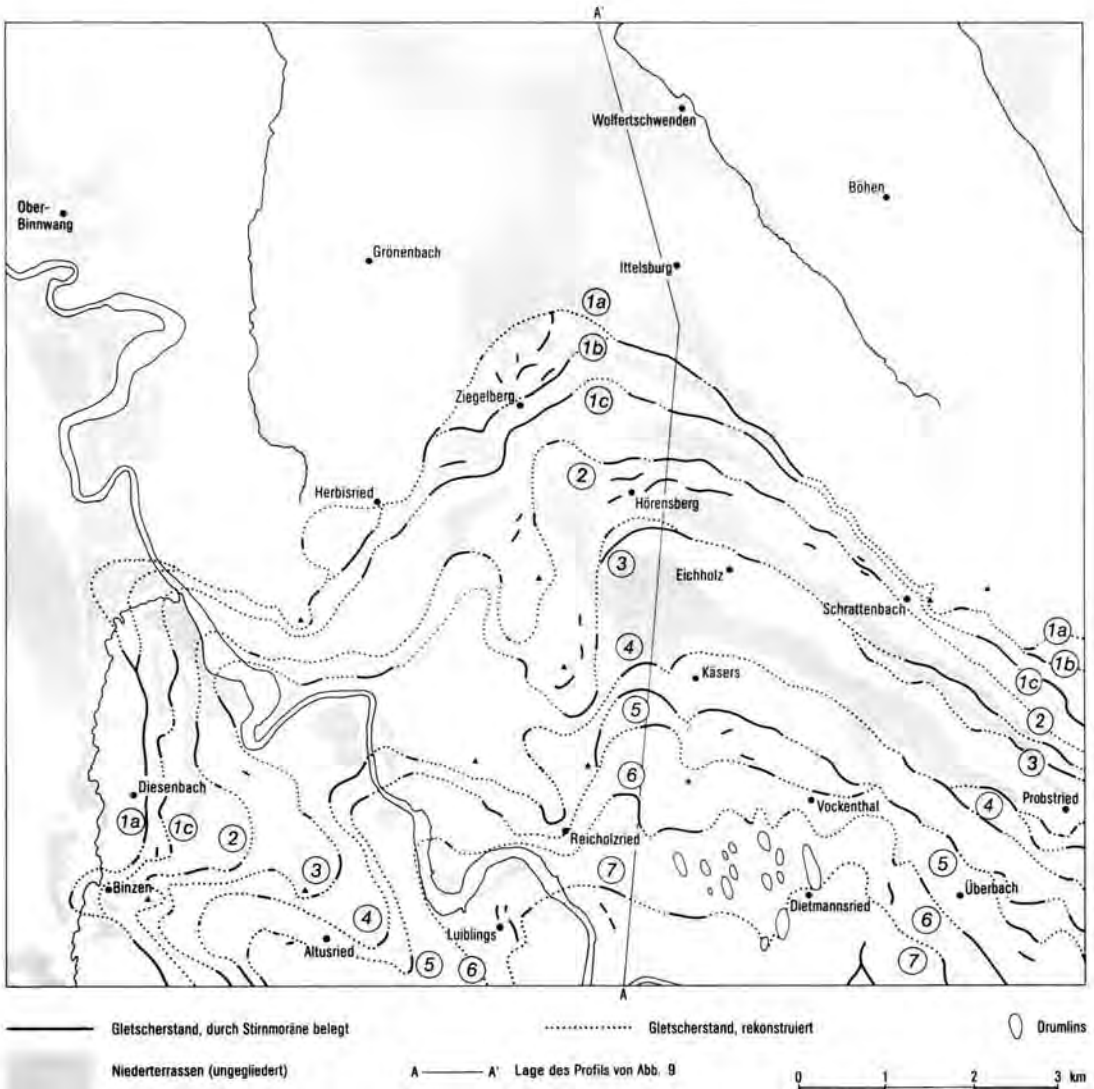


Abb. 8: Die Gletscherstände des hochwärmzeitlichen Illergletschers auf Blatt 8127 Grönbach 1:25.000 (aus HABBE 1985: 63).

Fig. 8: The stades of the Würm Pleniglacial Iller glacier on sheet 8127 Grönbach 1:25.000 (from HABBE 1985: 63).

telbreiten hat es auch während der Klimapessima des Pleistozäns ein ausgeprägtes Vier-Jahreszeiten-Klima (und nicht nur ein Zwei-Jahreszeiten-Klima wie in den Polargebieten) gegeben mit hohem Sonnenstand während des Sommers. Das war der Grund, weshalb auch während der Klimapessima in den Periglazialgebieten Mitteleuropas soviel Vegetation gedieh, daß sie den zahlreichen Großsäugern dieser Zeit als Nahrungsgrundlage ausreichte. Das heißt aber, daß die - durch den Permafrost belegten - niedrigen Jahresmitteltemperaturen zustande kamen durch eine Kombination relativ hoher Sommer- und sehr niedriger Wintertemperaturen. Das wiederum bedeutet, daß es in den Frühjahrs- und Frühlommermonaten eine ähnlich rasche und intensive Schneeschmelzphase gegeben haben muß wie sie aus heutigen Subpolargebieten mit (relativ) kontinentalen Klimaverhältnissen bekannt ist⁶⁾. Diese Klimagegebenheiten - mit sehr niedrigen Wintertemperaturen und hohem (Schnee-)Schmelzwasseranfall im Frühjahr und Frühlommer - müssen sich auch auf den Bewegungsmechanismus der hochkaltzeitlichen Gletscher ausgewirkt haben. Die Frage ist nur: wie? - und: wie läßt sich das feststellen?

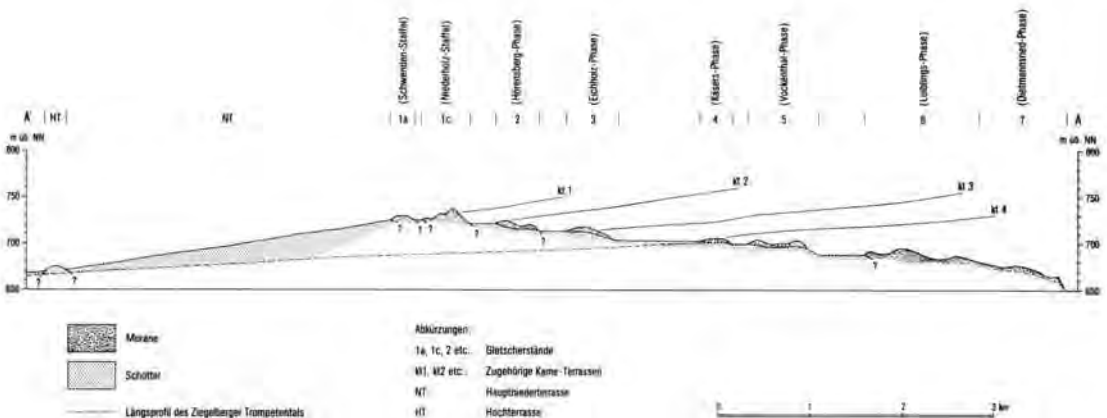
Diese Fragen lassen sich jedenfalls nicht beantworten, indem man - wie das bisher in der Regel geschehen ist - Beobachtungen an rezenten Gletschern unbesehen auf kaltzeitliche Gletscher überträgt, und zwar vor allem deswegen nicht, weil die heutigen Gletscher seit etwa 1850 (mit kurzen Unterbrechungen) zurückschmelzende Gletscher sind, anders ausgedrückt: Gletscher mit negativer Massenbilanz. Das Charakteristikum hochkaltzeitlicher Gletscher

war aber gerade umgekehrt, daß sie zu ihren Maximalständen vorstießen, dann in dieser Position längere Zeit oszillierten und schließlich rasch zurückschmolzen. Es handelte sich also um Gletscher mit zumeist extrem positiver Massenbilanz, unterbrochen nur durch kurze Phasen ausgeglichener oder schwach negativen Massenhaushalts. Wie sie sich unter diesen Umständen bewegt haben, läßt sich naheliegenderweise am ehesten dort feststellen, wo sie ihre Maximalposition erreichten, d. h. nicht im Alpeninneren, sondern im Gebirgsvorland.

3 Beobachtungen aus dem Gebiet des wärmzeitlichen Illergletschers

Eine Reihe eindrucklicher Hinweise auf den Bewegungsmechanismus hochkaltzeitlicher Vorlandgletscher liefert das Gebiet des wärmzeitlichen Illergletschers (Abb. 8).

Die den rechten Rand des Gletschers nachzeichnenden Kame-Terrassen zeigen ein von den älteren zu den jüngeren Terrassen gesetzmäßig (von 14,6 auf 6,0 ‰) abnehmendes Längsgefälle (Abb. 9) und beweisen damit, daß die zugehörigen Gletscher bei ihren Vorstößen ebenfalls ein zunehmend geringeres Gefälle aufwiesen. Sie zeigen außerdem, daß die jüngeren Gletscher trotz entsprechend geringer werdender Mächtigkeit immer noch unverhältnismäßig weit vorstießen. Der Illergletscher blieb also bis zum Ende des Späthochglazials außerordentlich bewegungsaktiv, war somit trotz des Temperaturpessimums dieser Zeit nicht etwa - wie für die Gletscher des Maximalstands vielfach angenommen worden ist (HAEBERLI & PENZ 1985, HAEBERLI & SCHLÜCHTER 1987) - unbeweglich geworden.



6) Vgl. dazu: McCANN et al. (1972), CHURCH 1972, FLÜGEL 1981, SCHNEIF 1981, 1989.

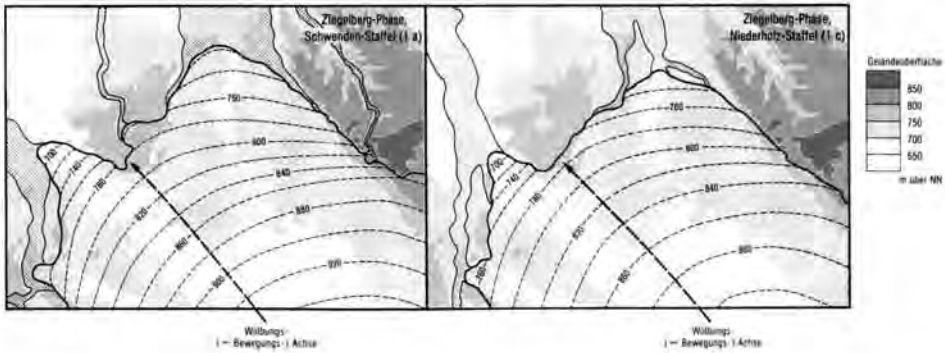


Abb. 10: Das Oberflächenrelief des Illergletschers während des Würm-Hochstandes (aus HABBE 1985: 62, ergänzt).
Fig. 10: The surface relief of the Iller glacier during the Würm maximum (from HABBE 1985: 62, complemented).

Wichtiger noch ist eine weitere Beobachtung. Da der Illergletscher nicht - wie alle anderen Gletscher des deutschen Alpenvorlandes - im flachen Molassevorland endete, sondern auf die proximalen Enden hochgelegener Schotterablagerungen älterer Eiszeiten auf fuhr, liegt der Gürtel seiner äußeren Endmoränen ganz unterschiedlich hoch. Anhand seines Verlaufs läßt sich die Oberfläche des Gletschers zuverlässig rekonstruieren (Abb. 10). Deren Wölbungsachse - und damit die Stoßrichtung des Gletschers - zielte während des Maximalstandes nicht gegen den Hauptschmelzwasserabfluß - das altangelegte und sehr breite Memminger Trockental -, sondern gegen den höchsten Punkt der Gletscherumrahmung, den Sommersberg fast 100 m darüber. Der Gletscher muß sich also unabhängig vom Untergrundrelief bewegt haben und zeigte dabei eine ausgeprägte Tendenz zur Abweichung nach links. Diese Tendenz zur Linksabweichung ist kein lokaler Sonderfall. Sie findet sich - mehr oder weniger deutlich - bei allen Vorlandgletschern sowohl im nördlichen Alpenvorland⁷⁾ wie am Alpensüdrand⁸⁾, sie läßt sich auch für die postglazialen Gletscherhochstände nachweisen⁹⁾, und sie ist schließlich der

Grund dafür gewesen, daß sich die Stoßrichtung der Vorlandgletscher von Eiszeit zu Eiszeit auch großräumig - und immer nach links abweichend - ändern konnte¹⁰⁾.

Sie war nur möglich, wenn die Gletscher sich in ihren oberflächennahen Partien anders bewegen konnten als in den basalen. Das setzt Trenn- und Gleitflächen im Gletscherkörper voraus, also ± oberflächenparallele Scherflächen. Das über diese Scherflächen vorwärtsbewegte Eis kann - wie die Längsprofile zeigen (Abb. 5, Abb. 9) - nicht sehr mächtig, muß aber flächenmäßig recht ausgedehnt gewesen sein: es muß sich also um flache „Eisschilde“ gehandelt haben. Bewegungsmoment kann nicht - wie bei heutigen Gletschern zumeist - schwerkraftinduziertes Eisfließen, sondern muß ein - gleichfalls schwerkraftinduzierter - Schub gewesen sein, auf den das bewegte Eis (überwiegend) starr (jedenfalls nicht durch Verformung) reagierte. Ausgelöst worden sein kann diese Schubbewegung nur durch Massenüberschüsse im Nährgebiet, deren Ursache nach Lage der Dinge nicht Temperatur-, sondern Niederschlagsschwankungen gewesen sein dürften.

7) Eindrucksvolles Beispiel ist der Isar-Loisach-Gletscher, der wesentlich von - über den Fernpaß und den Seefeldler Sattel (nach links!) drängendem - inneralpinem Inn-Eis gespeist wurde, und dessen (linker!) Loisach-Ast am weitesten nach Norden vorstieß. Prinzipiell ähnlich aber auch der Rheingletscher (KRAYSS & KELLER 1983)

8) Hier ist der wohl eindrucklichste Beleg die „Serra“ an der Ausmündung des vom Mt. Blanc herabziehenden Dora-Baltea-Tales („die größte Moräne der Alpen“ - so A. PENCK in PENCK & BRÜCKNER 1901-09: 762) auf der Ost-(der linken!) Flanke des Moränen-Amphitheatrs von Ivrea.

9) Ein Beispiel dafür - unter vielen - bietet der Sulzenaufemer (Abb. 3): er hat während der postglazialen Hochstände das Becken oberhalb der Sulzenau-Hütte nicht auf der vollen Breite erfüllt, sondern - weil nach links drängend - die große rechtsseitige Ufermoräne aufgeschüttet, hinter der die Blaue Lacke liegt.

10) Auf der Alpennordseite ist dafür das beste Beispiel wiederum der Illergletscher: sein Zungenbecken erstreckte sich bis zur Mindel-Eiszeit in gerader Fortsetzung des inneralpinen Tales von Kempton in das (heutige) Wildpoldsrieder Zweigbecken, in der Mindel-Eiszeit wurde das westlich (links!) angrenzende Dietmannsrieder Zweigbecken, in der Riß-Eiszeit das - wiederum westlich benachbarte - Altursrieder Zweigbecken besetzt. Auch der Wechsel des Hauptschmelzwasserabflusses während des Hochstands der Würm-Eiszeit - vom (heutigen) Memminger Trockental in das Iller-Canyontal - gehört in diesen Zusammenhang.

Auf der Alpensüdseite ist die Linksverschiebung der Gletscherachse am besten erkennbar an der räumlichen Anordnung von Alt- und Jungmoränen des Gardasee-Gletschers (PENCK & BRÜCKNER 1901-09, HABBE 1969, zuletzt CREMASCHI 1987). In die gleiche Richtung deutet die Konfiguration des Gardaseebeckens (Tiefenkarte bei HABBE 1969, Beilage 4): das tiefe Stammbecken zielt in Richtung des inneralpinen Tales gegen Südwest, das flache, jenseits des Rückens von Sirmione nach Osten sich erstreckende Teilbecken von Peschiera ist vom Gletscher erst in der Riß-Eiszeit besetzt worden.

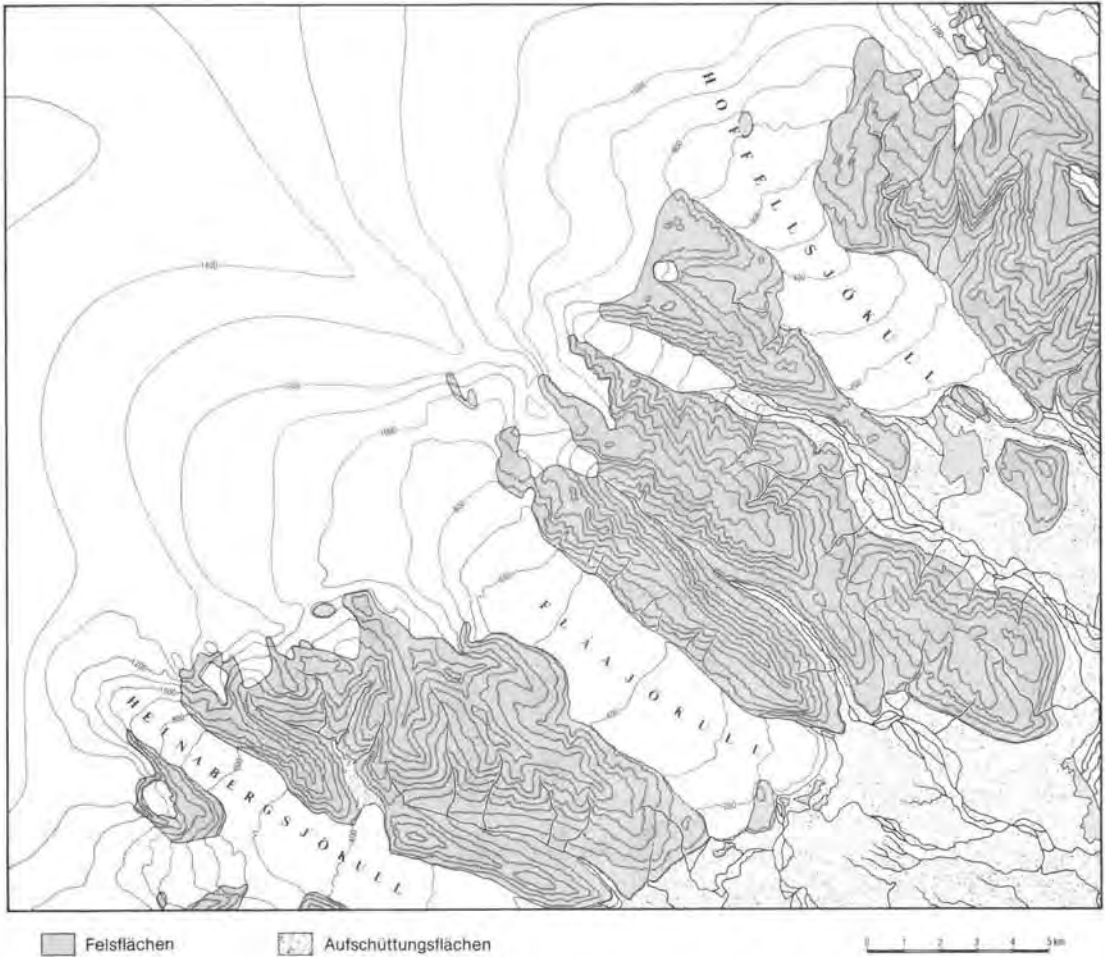


Abb. 11: Die Südostflanke des Vatnajökull/Island (nach Uppdráttur Íslands 1:100.000, Blad 96 Hoffellsjökull). Die Karte zeigt den Gletscherstand von 1969, also vor dem 1960/90er Vorstoß, läßt aber gleichwohl die Tendenz der Gletscherzungen nach links, die der austretenden Schmelzwässer nach rechts erkennen.

Fig. 11: The southeastern flank of the Vatnajökull in Iceland (after Uppdráttur Íslands 1:100.000, Blad 96 Hoffellsjökull).



Abb. 12: Schwankungen des Zungenendes des Sólheimajökull – eines Fußgletschers des Myrdalsjökull – seit 1930 (nach NORDDAHL 1994, umgezeichnet).

Fig. 12: Variations of the glacier front of the Sólheimajökull since 1930 (after NORDDAHL 1994, redrawn).

4 Beobachtungen an rezenten Gletschern in Island

Für diese Art Bewegungsmechanismus gibt es aktuelle Belege von Fußgletschern des Vatnajökull in Island (Abb. 11). Die isländischen Gletscher sind – wie viele Alpengletscher auch – seit den späten 60er bis in die 90er Jahre vorgestoßen (Abb. 12), jedoch nicht nur – wie die Alpengletscher – um einige Dekameter, sondern um mehrere Hektometer. Wie bei den Alpengletschern handelt es sich dabei um Vorstöße, die nicht durch Temperatur-, sondern durch Niederschlagsschwankungen ausgelöst wurden. Wie die isländischen Fußgletscher sich dabei bewegten, läßt sich am Ost- (dem linken!) Flügel des Hoffellsjökull beobachten (Abb. 13). Dort zeigt sich, daß der vorstoßende Gletscher nicht als Ganzes



Abb. 13: Das östliche Zungenende des Hoffellsjökull, vom rechten Talhang her gesehen (Aufn. Verf. 19.8.1994). Näheres im Text.

Fig. 13: The eastern lobe-end of the Hoffellsjökull, seen from the right valley slope (phot. K.A.H. 19.8.1994). For details see text.

sich bewegt hat, sondern tatsächlich mehrere (fünf) dünne Eisschilde teleskopartig übereinander hinweg bewegt wurden, die alle aus der Vorstoßphase der 60er/90er Jahre stammen. Man erkennt deutlich deren Tendenz zur Abweichung nach links, und man sieht, daß die Gleitflächen zwischen den Eisschilden gebildet werden von den niedergeschmolzenen Oberflächen vorhergehender Vorstöße.

Abb. 14 von der Stirn des benachbarten Fláajökull belegt, daß die Eisschilde trotz nur geringer Mäch-

tigkeit tatsächlich ohne Verformung selbst gegen beträchtliche Gegengefälle - hier die Endmoräne des 60er/90er Vorstoßes - (und darüber hinaus) vorwärts g e s c h o b e n werden (und nicht etwa „fließen“). Abb. 15 schließlich zeigt, daß diese Schubbewegung kein Einzelfall ist, sondern ein rhythmisches Phänomen, das sich allsommerlich wiederholt. Nur hat der Schub in diesem Fall nicht ausgereicht, um die Stirn der vorstoßenden Eisschilde bis über die Krone des Endmoränenwalles hinaus vorzuschieben. Die an



Abb. 14: Ein dünner Eisschild des vorstoßenden Fláajökull schiebt über die Krone der Endmoräne des gleichen Vorstoßes hinaus (Aufn. Verf. 19.8.1994).

Fig. 14: A thin ice-shield of the advancing Fláajökull is moved by pressure from the rear across the crest of the terminal moraine of the same glacial advance (phot. K.A.H. 19.8.1994).



Abb. 15: Drei „Jahresmoränen“ des Fláajökull, angeschuippt an den Innenhang der Endmoräne des 1960/90er Vorstoßes (Aufn. Verf. 19.8.1994).

Fig. 15: Three „annual moraines“ of the Fláajökull, imbricated at the inner slope of the 1960/90 advance (phot. K. A. H. 19.8.1994).

der Basis des Eisschildes mitgeschleppte Moräne ist daher nicht über den Außenhang der Endmoräne „abgekippt“, sondern an deren Innenhang als „Jahresmoräne“ abgelagert („angeschuippt“) worden. Aber auch hier zeigt sich, daß die Eisschilde ohne Verformung auch gegen Gegengefälle vorwärts-geschoben werden.

5 Folgerungen

Es läßt sich also zeigen, daß der für den hochkaltzeitlichen Illergletscher zunächst nur erschlossene Bewegungsmechanismus in allen Einzelheiten auch bei rezenten Fußgletschern des Vatnajökull nachweisbar, also jedenfalls nicht nur ein theoretisches Konstrukt ist. Danach erscheint es erlaubt, die Vorwärtsbewegung auch vorstoßender kaltzeitlicher Gletscher zu erklären als Summation zahlreicher, relativ kurzdauernder und nur relativ kleine Distanzen überbrückender, durch Rück- und Niederschmelzphasen voneinander getrennter Vorschübe flacher Eisschilde auf oberflächennahen Scherflächen über stagnierendem Eis vorhergehender Vorstöße.

Dieser - durch Niederschlags- und nicht durch Temperaturunterschiede gesteuerte und durch Reibungsverluste kaum behinderte - Bewegungsmechanismus macht eine Reihe bisher schwer erklärba-

rer Phänomene verständlich, z. B. weshalb überhaupt die - im Verhältnis zu ihrer Flächenausdehnung außerordentlich dünnen und sehr flach geböschten (Abb. 15) - kaltzeitlichen Gletscher so weit vorgestoßen sind wie sie das tatsächlich getan, und weshalb sie auch in der Maximalposition noch kräftig oszilliert haben, oder weshalb sich die morphostratigraphische Gliederung des letzkaltzeitlichen Späthoch- und Spätglazials sowohl im Alpenvorland wie auch im nördlichen Mitteleuropa in der aus den Tiefseebohrkernen gewonnenen Sauerstoffisotopenkurve nicht abbildet (HABBE 1995).

Er hat aber vor allem auch Konsequenzen für die Erklärung der glazialen Erosion und Übertiefung. Er impliziert nämlich, daß eine Einwirkung der vorstoßenden Gletscher auf den Untergrund nur dort (und dann) möglich war, wo (und wenn) sie über ihre stagnant-ice-Unterlage vorstießen, d. h. jeweils nur in dem Bereich zwischen dem Außenrand der Eisunterlage und der Gletscherstirn (Abb. 16). Größeres Ausmaß konnte sie nur dann erreichen, wenn dem Gletschervorstoß ein längerdauernder Gletscherhalt in der erreichten Maximalposition - also eine Phase ausgeglichenen Massenhaushalts - folgte, und glaziale Übertiefung war unter diesen Umständen nur möglich, wenn zusätzlich unter hohem hydrostatischem Druck stehendes (Schnee-)Schmelzwasser auf den Untergrund einwirkte.

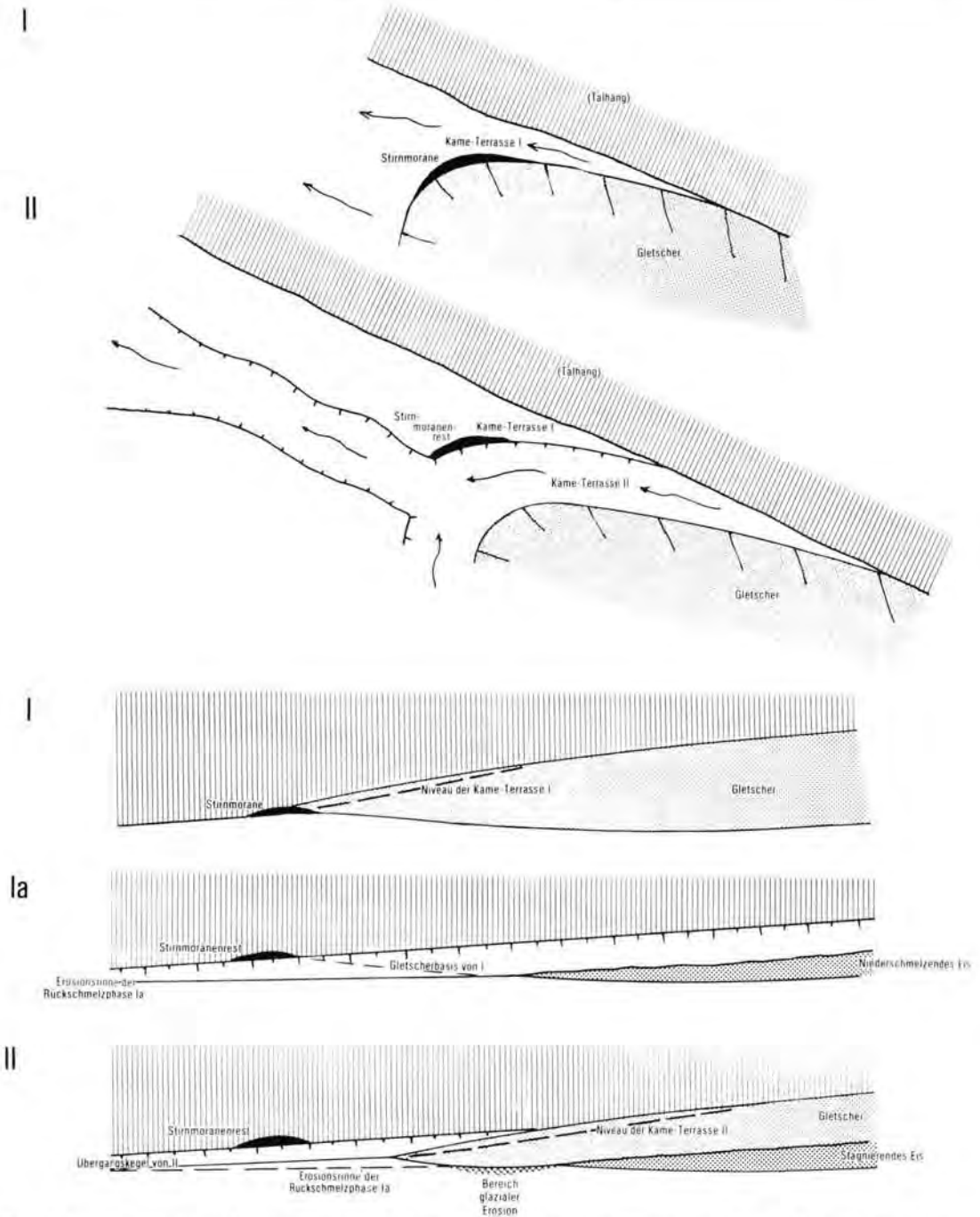


Abb. 16: Der Bewegungsmechanismus eines vorstoßenden Gletschers, in Anlehnung an die Verhältnisse beim würmzeitlichen Iller-Gletscher. Oben Grundrisse, unten zugehörige Längsprofile. I = Maximalstand, II = Interimstand, Ia = die zwischen I und II anzunehmende, im Gelände nicht dokumentierte Rück- und Niederschmelzphase. Der zu Stand II vorrückende Gletscher hat das stagnierende Eis der Niederschmelzphase überfahren. Glaziale Erosion war dabei nur möglich im Bereich zwischen Gletscherstirn und distalem Ende der stagnant-ice-Unterlage.

Fig. 16: The motion mechanism of an advancing glacier according to the situation in the area of the Würm Pleniglacial Iller glacier. Schematic ground-plans above, appertaining longitudinal profiles below. I = maximum stade, II = internal stade, Ia = the back-and-down-melting phase to be assumed between I and II, but not documented in the field. The glacier advancing to stade II has overridden the stagnant-ice of the down-melting phase. Glacial erosion during phase II was possible only between the glacier front and the distal margin of the stagnant-ice basement.



Abb. 17: Unter hydrostatischem Druck aus niedergeschmolzenem Eis des Fláajökull austretendes Schneeschmelzwasser (Aufn. Verf. 19.8.1994).

Fig. 17: Snow meltwater upwelling under hydrostatic pressure from stagnant-ice of the Fláajökull (phot. K.A.H. 19.8.1994).

6 Beobachtungen zur Schmelzwasserbewegung in und unter dem Gletscher

Eine solche Schmelzwasserbewegung unter hydrostatischem Druck ist für die kaltzeitlichen Gletscher des Alpenvorlands vielfach belegt dadurch, daß in den Füllungen der glazial übertieften Becken außer Beckenschluffen regelmäßig auch glazifluviale Kiese erbohrt wurden, und zwar stets an der Basis der Füllung¹¹⁾. Diese Kieslagen an der Basis beweisen, daß der hydrostatische Druck unter dem vorstoßenden Gletscher so groß war, daß das unter dem Gletscher bewegte Wasser nicht nur das auflastende Eis anheben und das - bei allen übertieften Becken gegebene - Gegengefälle überwinden konnte, sondern auch zu kräftigem Materialtransport - und damit zu Erosion - in der Lage war.

Unter hydrostatischem Druck stehendes Wasser an der Gletscherbasis tritt bei vorstoßenden Gletschern aber auch bei normalem Basisgefälle nach außen auf. Das läßt sich wiederum an einem rezenten Beispiel aus Island belegen.

Abbildung 17 - unmittelbar vor der Stirn des Fláajökull an dessen rechter Flanke aufgenommen -

11) Ein Beispiel dafür bietet SCHREINER (1973: 36, Abb. 5). Dort sind in einer Bohrung am Innenrand des Markelfinger Winkels - bei Radolfzell im westlichen Bodenseegebiet - durch entsprechende Kiesbasislagen zwei aufeinanderfolgende Eintiefungsphasen angedeutet. Diese Bohrung ist - vereinfacht - in die Profildarstellung Abb. 20 der vorliegenden Arbeit einbezogen worden.

scheint zunächst nur einen normalen Schmelzwasserabfluß zu zeigen. Das Besondere daran ist, daß die „Landzungen“ zwischen den abfließenden Wasserläufen nicht allein aus Schottern, sondern vor allem aus Gletschereis bestehen, und das Wasser nur zum Teil von der Gletscherfront abfließt, in der Hauptsache aber - wie bei artesischen Quellen - von unten her aufdringt, augenblicksweise regelrechte Fontänen bildend (was auf rasch wechselnde Druckverhältnisse hinweist).

Abbildung 18 (oben) zeigt die Situation im Längsschnitt. Sie läßt sich nur erklären, wenn man (Abb. 18, unten) annimmt, daß sich das in den Gletscher eingedrungene Schneeschmelzwasser auf den gleichen Scherflächen bewegt wie das Eis selbst - vorzugsweise auf der obersten -, daß die Eisschilde für das Wasser normalerweise - vermutlich wegen des Drucks von hinten - undurchdringlich sind, und das Wasser im vorliegenden Fall nur deswegen an die Oberfläche quillt, weil der Niedertauprozess nach Abschluß der Vorstoßphase den abdeckenden Eisschild hier extrem dünn und damit durchlässig hat werden lassen. Bevor diese Situation eintrat, muß das Schmelzwasser jedoch unter dem Eis bis an die Gletscherfront vorgedrungen sein und entsprechend auf den Untergrund eingewirkt haben. Dabei könnte - darauf weisen die heute noch beobachtbaren Druckschwankungen hin - wegen der rasch wechselnden Druckverhältnisse Kavitationskorrosion (mit der Folgewirkung besonders hoher Erosionsbeiträge) wirksam gewesen sein.

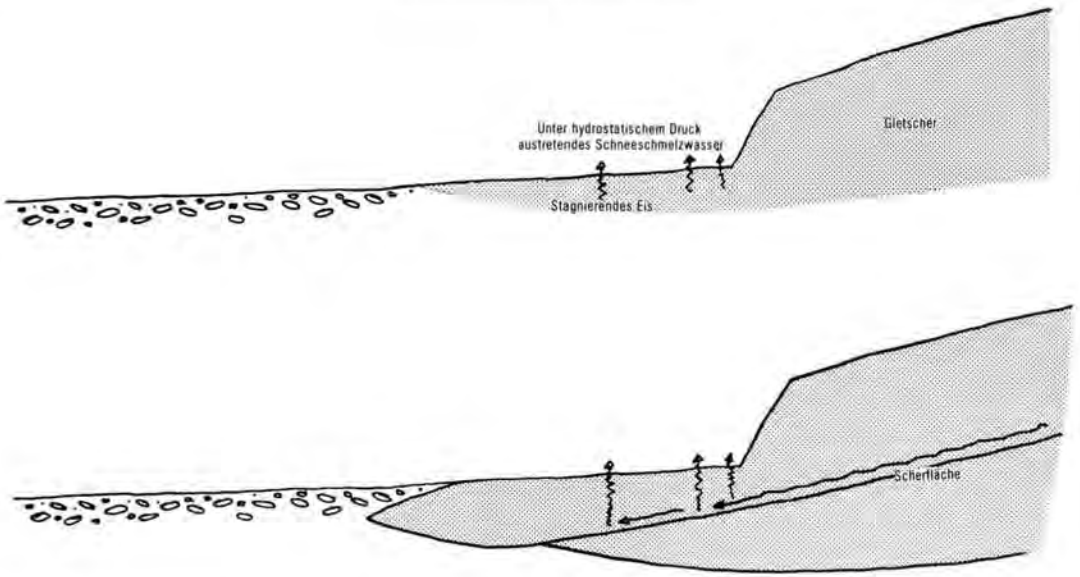


Abb. 18: Die Situation von Abb. 17 im schematischen Längsschnitt. Oben die beobachteten Phänomene, unten die Deutung. Näheres im Text.

Fig. 18: The situation of fig. 17 in a schematic longitudinal profile. Above the phenomena observed, below the interpretation. For details see text.

Der artesische Aufstieg des Schmelzwassers läßt sich im übrigen nur im Sommer beobachten, er ist also an die Zeiten hohen Wasserandrangs während der Schneeschmelze gebunden.

7 Folgerungen

Kräftigere glaziale Erosion, insbesondere aber glaziale Übertiefung wäre danach vor allem durch subglaziale Schmelzwassererosion bedingt und ein nicht nur örtlich, sondern auch zeitlich beschränktes Phänomen, ist das sicher auch unter kaltzeitlichen Bedingungen gewesen. Sie muß in den wenigen Wochen der Schneeschmelze - in denen allein sie möglich war - sehr intensiv auf den Untergrund eingewirkt haben. In wie starkem Maße das der Fall war, hing einerseits von der zur Verfügung stehenden Wassermenge ab, andererseits vom Wechselspiel zwischen hydrostatischem Druck und Eisauflast. Die Einwirkung auf den Untergrund muß also gegen die Gletscherstirn hin ab-, gletscheraufwärts dagegen zugenommen haben, aber nur so weit, wie der hydrostatische Druck imstande war, das auflastende Eis anzuheben. Die von älteren Vorstößen herrührende stagnante-ice-Unterlage hat dabei als zusätzlich begrenzendes Moment gewirkt. Der absolute Betrag der Eintiefung hing in jedem Falle davon ab, wie lange der Gletscher in der Position verharrte, die dieses Gegeneinander verschiedener Faktoren erst ermöglichte.

Die für die Quartärbasis der glazial geformten Täler der Alpen wie des Alpenvorlands so charakteristische Becken- und Schwellen-Struktur („die Diskontinuitäten des Längsprofils“) wäre danach nicht - wie Louis (1952) unterstellte - auf abrupte Wechsel des Vertikaldrucks des auflastenden Eises zurückzuführen, sondern auf räumliche und zeitliche Diskontinuitäten der subglazialen Schmelzwasserdynamik im Bereich unmittelbar hinter der Gletscherstirn. Das erklärt, weshalb Becken und Schwellen im gesamten Längsprofil auftreten, also offenbar unabhängig sind von der nach außen abnehmenden Mächtigkeit (und damit des Vertikaldrucks) des Eises. Es bestätigt außerdem die oben (S. 104) getroffene Feststellung, daß die typischen Trogtalprofile nicht durch die Gletscher des Höchststandes, sondern durch die Vorstöße kleinerer, an den eigentlichen Taltrug gebundener Gletscher geschaffen wurden. Aus der räumlichen Beschränkung der Schmelzwassererosion auf den Bereich hinter der Gletscherstirn ergab sich die Becken-Schwellen-Folge in den Alpentälern und im Vorland: die Schwellen bezeichnen danach - vermutlich wiederholt erreichte - längerdauernde Randlagen sowohl der Gletscherstirn wie der stagnante-ice-Unterlage, die Becken den Bereich intensiver subglazialer Schmelzwassererosion dazwischen. Die zeitliche Begrenzung des Vorgangs dagegen erklärt, weshalb die subglaziale Ausräumung nicht immer und überall gleichsinnig wirksam war, weshalb also z. B. örtlich ältere Lockergesteinsmassen vom würmzeit-

lichen Gletscher nicht - oder nicht vollständig - ausgeräumt wurden¹²⁾: in diesen Fällen folgten die Gletschervorstöße so rasch aufeinander, daß die Zeit für die Ausräumung auch nur von Lockermaterial durch subglaziale Schmelzwassererosion nicht ausreichte.

8 Weitere Beobachtungen zum Schmelzwasserverhalten im Gletscher und am Gletschersaum

Offenbar war also glaziale Erosion, jedenfalls aber glaziale Übertiefung abhängig davon, daß unter hydrostatischem Druck stehendes Schmelzwasser hinreichend lange auf den Untergrund einwirken konnte. Ob das der Fall war, hing in den Alpentälern allein von der mehr oder weniger raschen Abfolge der Gletschervorstöße ab. Wegen ihres beengten Querschnitts dürfte Schmelzwasser hier stets und über die ganze Breite des Profils in ausreichendem Maße zur Verfügung gestanden haben. Im Alpenvorland lagen die Verhältnisse jedoch anders. Zwar trat hier während des Maximalstandes das anströmende Schmelzwasser - weil es sich im Gletscher auf oberflächennahen Scherflächen bewegte und nicht (wie bei heutigen Gletschern) bis zur Tiefenlinie unter dem Gletscher absank - an zahlreichen Stellen an der Gletscherstirn aus, war also nahezu ubiquitär vorhanden und wirksam. Aber während der Vorstoßphasen muß die Wasserführung in den Vorlandgletschern - und damit ihre Einwirkung auf den Untergrund - stärker linienhaft ausgerichtet gewesen sein und zwar aus zwei Gründen:

1. In stärker reliefiertem Gelände mußten sich die Gletscher auch im Vorland dem Untergrundrelief anpassen. Die subglaziale Schmelzwassererosion konzentrierte sich entsprechend auf dessen Tiefenlinien, insbesondere auf die gegen das Stammbecken ziehenden „zentripetalen“ Täler, in denen der Gletscher talauf schob. Hier war von vornherein ein Gefälle gegeben und der hydrostatische Druck des unter dem Eis bewegten Schmelzwassers entsprechend hoch mit der Folge, daß relativ rasch übertiefte Zweigbecken entstehen konnten.

2. In offenerem Gelände wurde das auf den Scherflächen im Gletscher sich bewegende Wasser - weil die Eisschilde nach links tendierten - auf die ge-

genüberliegende, die rechte Flanke des Gletschers gezwungen¹³⁾.

Das auf den Scherflächen im Gletscher auf dessen rechter Flanke anströmende Schmelzwasser konnte - je nach den angetroffenen Geländebeziehungen - unterschiedliche Wirkungen entfalten: entweder subglazial erosiv wirksam werden oder an der Gletscherflanke austreten und dann - u. U. auch - akkumulieren.

Für diesen zweiten Fall ist das Gebiet des würmzeitlichen Illergletschers wiederum ein eindrucksvolles Beispiel: so erklären sich die Kame-Terrassen, die an dessen rechter Flanke (und nur hier) als Äquivalente des Maximalstandes und der älteren Internstände des Gletschers auftreten (Abb. 8).

Der erste Fall - linienhaft gerichtete subglaziale Schmelzwassererosion auf der rechten Flanke eines Großgletschers - ist beim Rheingletscher durch das Zweigbecken des Überlinger Sees beispielhaft dokumentiert, aber z.B. auch beim Gardasee-Gletscher durch die Buchten von Padenghe und Salò.

Einen Mischtyp repräsentieren die Verhältnisse an der rechten Flanke des Untersees (Abb. 19 und 20). Hier liegen zwischen Konstanz und Markelfingen am rechten Ufer von Gnadensee und Markelfinger Winkel in einer Mächtigkeit von bis über 60 m die sog. „Markelfinger Kiese“. Einen Kieskern hat auch die Halbinsel Mettnau. Der dazwischenliegende Markelfinger Winkel ist glazial übertieft, ebenso das nördlich des Markelfinger Kiesbandes gelegene Mindelsee-Becken und die daran anschließende, oberflächlich durch jüngere glaziale und glazifluviale Ablagerungen maskierte „Güttinger Rinne“. Die beiden Kiesvorkommen liegen also auf langgestreckten Rücken zwischen übertieften Becken. Die Markelfinger Kiese überdecken zudem (stellenweise) eine gleichfalls übertiefte ältere Rinne. Die Markelfinger Kiese wie auch das Kiesvorkommen auf der Mettnau sind oberflächlich drumlinisiert (dazu: HABBE 1988, ELLWANGER 1990). Stratigraphisch sind die Markelfinger Kiese bisher teils als spätrißzeitliche Rückzugsschotter oder würmzeitliche Vorstoßschotter (SCHREINER 1973), teils als würmzeitliche Kameterrassen-Ablagerungen (ELLWANGER 1990) gedeutet worden. Beide Annahmen setzen für die Zeit der Ablagerung ein völlig anderes Relief voraus als das heutige: die Markelfinger Kiese (wie die der Mettnau) können nur längs Tiefenlinien abgesetzt worden sein, nicht aber auf langgestreckten Rücken.

12) Dafür ist das alpine Loissachtal (BADER 1979: 54, Abb. 3) ein Beispiel: von dessen mächtiger spätrißzeitlicher Lockergesteinsfüllung wurde vom würmzeitlichen Gletscher nur wenig ausgeräumt, und zwar offenbar deswegen nicht, weil der vorrückende Gletscher rasch bis an die Murnauer Molasseschwelle vorstieß und dann als bald von einem weiteren Vorstoß überfahren wurde, so daß für subglaziale Schmelzwassererosion nach dem ersten Vorstoß wenig Zeit blieb und danach das stagnierende Eis dieses Vorstoßes den Untergrund gegen Schmelzwassererosion der nachfolgenden Vorstöße schützte, so daß sie nur weiter nördlich - im Riegsee-, im Spatenhausen-Eberfinger (FRANK 1979) und im Ammersee-Becken wirksam werden konnte.

13) Diese Rechtstendenz des Schmelzwassers im Gletscher läßt sich anhand von dessen Austrittsstellen an der Gletscherfront an kaltzeitlichen Gletschern - besonders schön beim Rheingletscher, dessen Schmelzwässer zum größten Teil über hochgelegene Wasserscheiden an seiner rechten (!) Flanke zur Donau abfließen - ebenso beobachten wie an den heutigen Fußgletschern des Vatnajökull (Abb. 11).

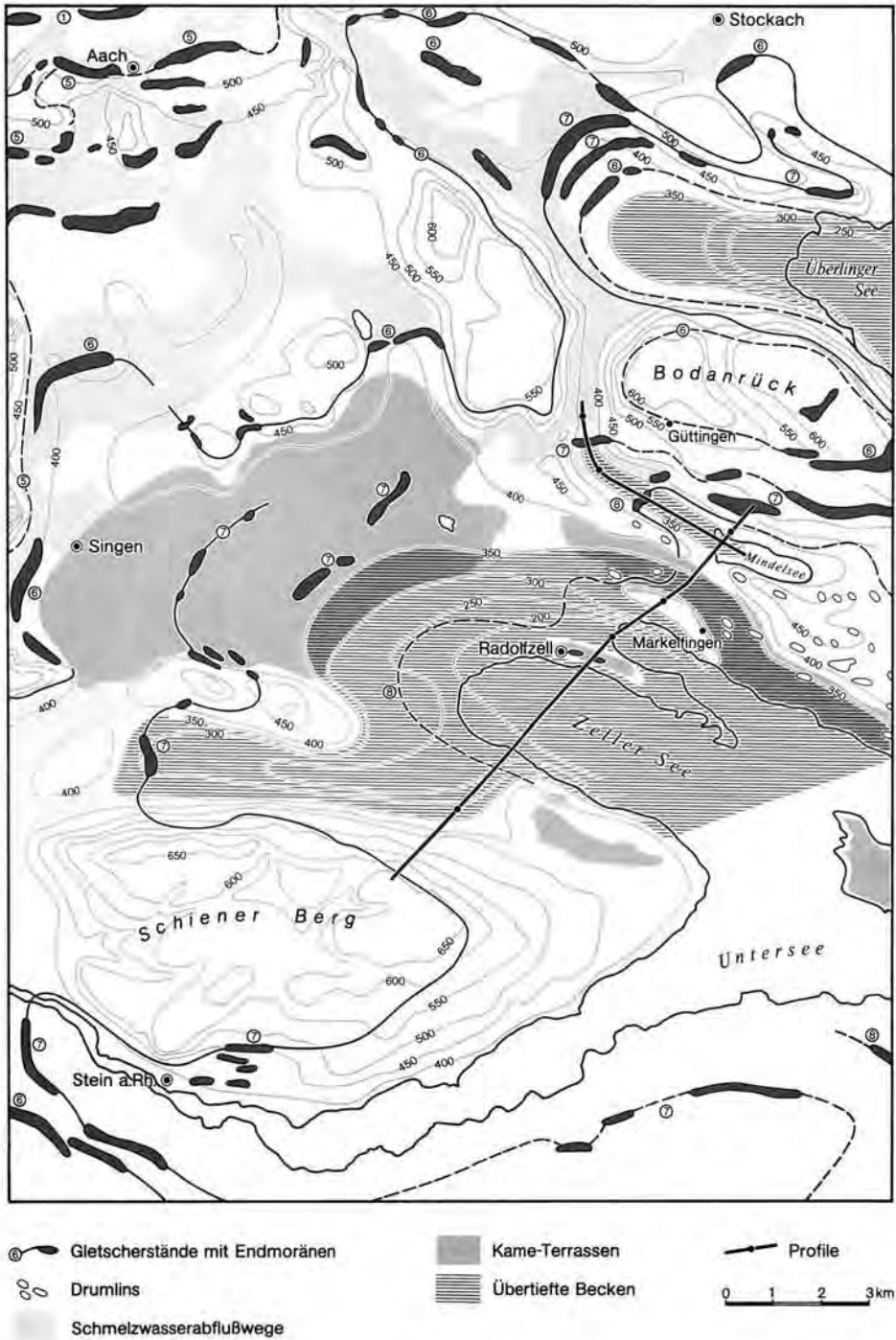


Abb. 19: Würmzeitliche Ablagerungen und Formen im Bereich des westlichen Untersees (nach SCHREINER 1968, 1970, ergänzt). Höhenkurven der Quartärbasis. Im Grenzbereich gegen die Schweiz fehlen die Daten, die Übertiefung ist daher dort nicht dargestellt.

Fig. 19: Würm Pleniglacial deposits and landforms in the area of the western Untersee (after SCHREINER 1968, 1970, complemented). Contour lines of the Quaternary base. In the boundary area against Switzerland corresponding dates are lacking, the overdeepening is therefore not shown there.

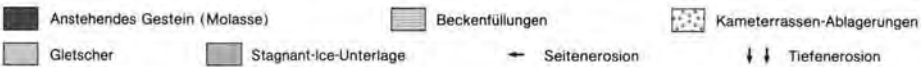
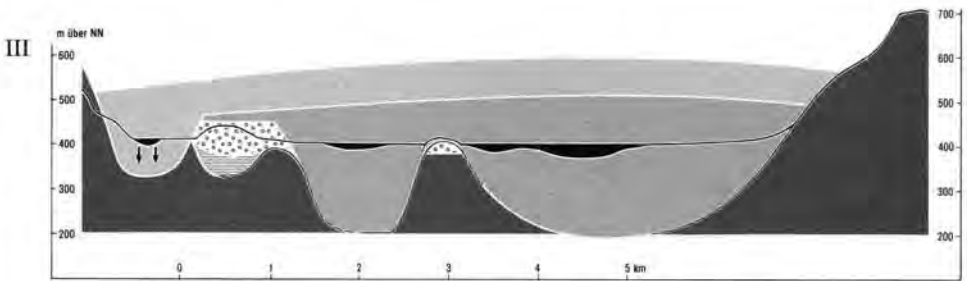
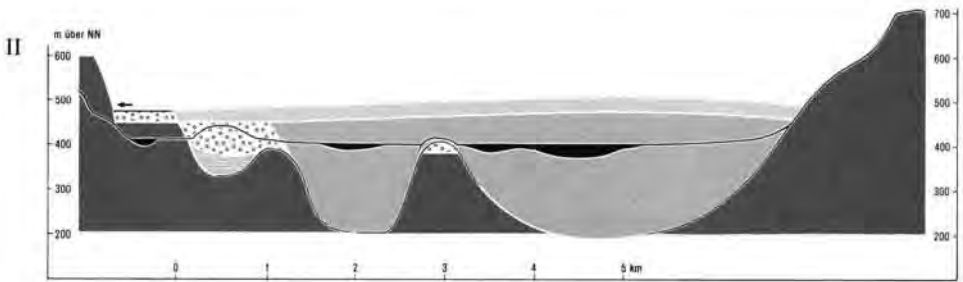
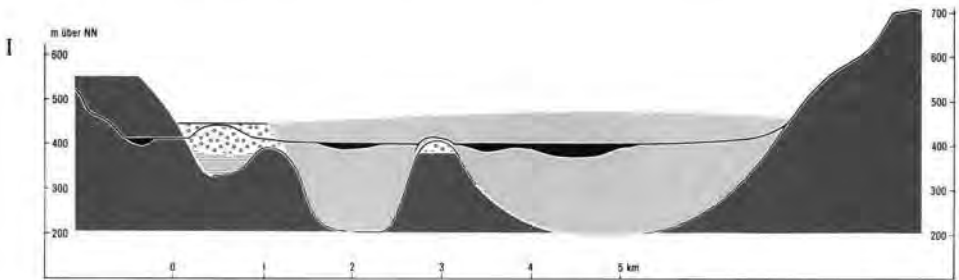
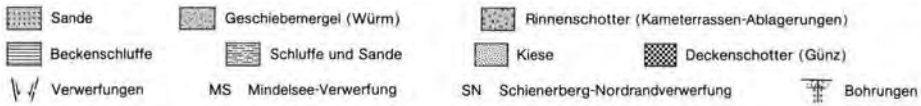
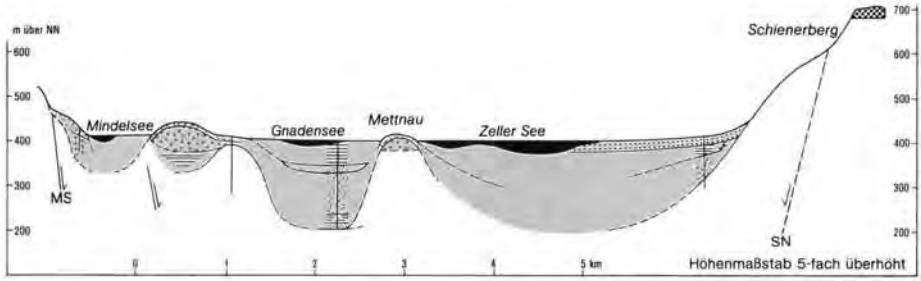


Abb. 20: Querprofil über den zentralen Untersee und seine Flanken (nach SCHREINER 1968, oben) und die Deutung des Nebeneinanders von Kamiterrassen und übertieften Rinnen (darunter). Zur Lage des Profils vgl. Abb. 19. Näheres im Text.

Fig. 20: Cross-section of the central Untersee basin and its flanks (after SCHREINER 1968, above) and the interpretation of the side-by-side occurrence of kame-terraces and overdeepened channels (underneath). For location of the cross-section see fig. 19, for details see text.

Mindestens die jeweils nördlich begrenzenden über-tiefen Rinnen müssen also später ausgeräumt worden sein. Weshalb aber sind dann die - ja gleichfalls vom Gletscher überfahrenen - Kiese von der Aus-räumung ausgenommen worden?

Das Problem löst sich, wenn man einen vom Glet-scherstand abhängigen mehrfachen Wechsel von Kameterrassen- und Becken-Bildung annimmt, wo-bei der rechte Beckenrand sukzessive zurückverlegt wurde. Der letzte Abschnitt der Entwicklung läßt sich relativ gut rekonstruieren. Wie er zu denken ist, ist in Abb. 20 (unten) dargestellt. Er verlief dreipha-sig:

- zunächst (bei einem ersten Gletschervorstoß) Ablagerung der Markelfinger Kiese als Kameterrasse zwischen Gletscher und (damaligem) Beckenrand, nachfolgend Rück- und Niederschmelzphase, anschließend erneuter Gletschervorstoß;

- dann (bei nunmehr höherem Gletscherstand) ver-mutlich Bildung einer weiteren Kame-Terrasse in höherem Niveau, jedenfalls aber Rückverlegung und Versteilung des rechten Beckenrandes durch Seitenerosion, nachfolgend wiederum Rück- und Niederschmelzen und erneuter Vorstoß des Glet-schers;

- schließlich (bei nochmals höherem Gletscherstand, und weil nun unter dem versteilten Beckenrand der Platz für eine weitere Kameterrasse fehlte) nur noch

subglaziale Wasserbewegung und - mit wachsen-dem hydrostatischem Druck - rasche Eintiefung von Mindelsee-Becken und Güttinger Rinne. Die unmittel-bar benachbarte Markelfinger Kameterrasse wurde dabei durch überlagerndes stagnierendes Eis der vorhergehenden Vorstöße vor der Abtragung ge-schützt.

Das Beispiel zeigt, daß die Kombination von Schutz des Untergrunds durch stagnierendes Eis eines vor-hergehenden Vorstoßes und subglazialer Schmelz-wassererosion nicht nur in der Längsrichtung eines Gletschervorstoßes (wie in Abb. 16 dargestellt), son-derm auch quer dazu - im Verbund mit Seiten-/Tie-fenerosion - wirksam werden konnte.

Eine solche Prozeßfolge muß sich - darauf weist die Mitwirkung von stagnierendem Eis hin - in relativ kurzer Zeit abgespielt haben, höchstwahrscheinlich während eines einzigen Großvorstoßes zu einer der seit ERB (1931, 1934) und SCHREINER (1970) bekann-ten späthochglazialen Randlagen des wärmzeitli-chen Rheingletschers. Anhaltspunkte dafür liefern die Bohrungen längs der Güttinger Rinne (Abb. 21). Die Rinnenbasis läuft tief unter den Endmoränen des Standes 7 sensu SCHREINER (1970) hindurch, die Rinne muß also älter sein. Andererseits können subglaziale Schmelzwässer normalerweise nur dort erosiv wirksam werden, wo sie das auflastende Eis anhe-ben können, also nicht allzu weit von der Gletscher-

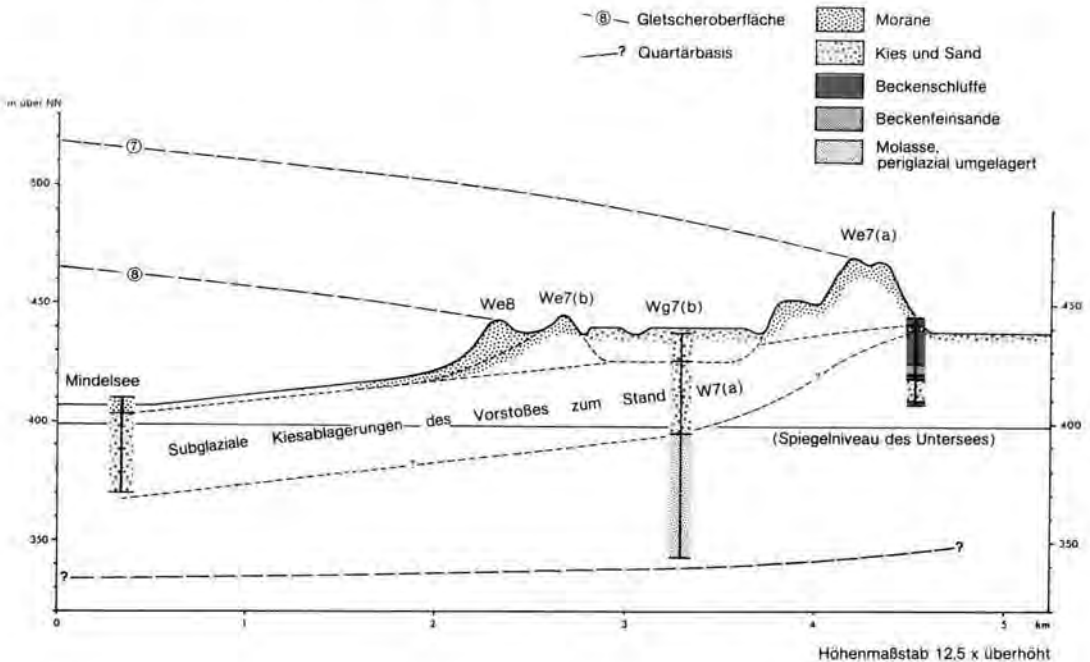


Abb. 21: Längsprofil durch den zentralen Teil des übertiefen Talzugs Mindelseebeckens-Güttinger Rinne. Bohrdaten nach SCHREINER (1968), Zuordnung der Gletscherstände nach SCHREINER (1970, ergänzt). Zur Lage des Profils vgl. Abb. 19. Näheres im Text.

Fig. 21: Longitudinal profile of the central part of the overdeepened Mindelsee-Güttingen channel. Boring dates after SCHREINER (1968), assignment of the glacier stades after SCHREINER (1970, complemented). For location of the profile see fig. 19, for details see text.

stirn. Das spricht dafür, daß die Güttinger Rinne (und zuvor die Kameterrassen-Ablagerungen der Markelfinger Kiese) zur Zeit der dem Stand 7 vorausgehenden nächstälteren Randlage des Rheingletschers, also von Stand 6 (des äußeren Standes der Inneren Jungendmoränen) entstand. Wenn das richtig ist, müßte sich die Güttinger Rinne unter den Wahlwieser Endmoränen (der Stände 7 und 8 des Überlinger See-Lobus des Gletschers) bis gegen Langenstein verfolgen lassen. Gewißheit darüber können nur neue Bohrungen bringen.

Die vorhandenen Bohrungen in (bzw. am Rande) der Güttinger Rinne liefern aber noch einen anderen Hinweis. Sie zeigen nämlich ein sowohl auf der Höhe des Mindelsees wie unter den Endmoränen des 7er Standes etwa 30 m mächtiges Kieslager, das vor der äußeren Moräne von Stand 7 - auf 1,60 m reduziert - zwischen Beckenschluffen darüber und darunter ausläuft. Nach den Lagerungsverhältnissen handelt es sich dabei mit großer Wahrscheinlichkeit um subglaziale Ablagerungen von Stand 7(a). Da man außerdem die Gletscheroberfläche von Stand 7 (und 8) anhand der Ufermoränen am Südhang des Bodanrück recht zuverlässig rekonstruieren kann, läßt sich hier abschätzen, welche Beträge subglaziale Schmelzwassererosion schon unmittelbar hinter der Gletscherstirn im Verhältnis zum auflastenden Eis erreichen kann. Nimmt man die Oberkante der Beckenschluffe unter den oberen Kiesen vor der Stirn von Stand 7(a) als Ausgangsniveau, die Basis der subglazialen Kiesablagerungen als Endniveau, ergibt sich ein Verhältnis von (maximal erreichter) Eishöhe über Ausgangsniveau zu Eintiefungsbetrag unter Ausgangsniveau von etwa 1:1. Dabei ist zu berücksichtigen, daß das ausgeräumte Material größtenteils Lockermaterial, und daß der ausgeräumte subglaziale Schmelzwasserstrom kein Hauptschmelzwasserstrom des späthochglazialen Rheingletschers war (ein solcher Hauptschmelzwasserstrom verlief - worauf bereits [o. S. 114] hingewiesen wurde - während des ganzen späten Hochglazials unter dem Überlinger See-Ast des Gletschers).

Gleichwohl liefert das hier gegebene Verhältnis 1:1 zwischen Eismächtigkeit und Ausraum einen wichtigen Hinweis. Es zeigt nämlich, daß die großen Übertiefungsbeträge in den auslaufenden Alpentälern und im Alpenvorland, die hunderte von Metern erreichen können, mit der Vorstellung subglazialer Schmelzwassererosion in einem beschränkten Bereich hinter der Gletscherstirn allein nicht erklärt werden können. Wenn auch in diesen Fällen - wofür manches spricht - subglaziale Schmelzwassererosion das Hauptagens war, muß das auflastende Eis entsprechend mächtig gewesen sein, muß aber vor allem erklärt werden, wie unter einen so mächtigen Gletscher die großen Schmelzwassermengen geraten konnten, die für subglaziale Schmelzwasser-

erosion unabdingbar sind. Es wäre denkbar,

- 1., daß für das Eindringen von Schneeschmelzwasser auch unter einen mächtigen Gletscher die gletscheraufwärts gelegenen Gefällsbrüche, und daß
2. für die Wasserwirksamkeit auch in großen Tiefen unter dem Gletscher von früheren Vorstößen herrührende wassererfüllte (und nicht zusedimentierte) Becken eine Rolle gespielt haben, in denen der vorstoßende Gletscher zunächst aufschwamm und dann - nach Erreichen des distalen Beckenrandes - das überdeckte Wasservolumen unter Druck und in Bewegung setzte und damit zur Erosion befähigte. Vergleichbare Vorstellungen hat PIOTROWSKI (1994) für die Entwicklung der Tunneltäler Schleswig-Holsteins entwickelt. Ob sie auch für die Alpentäler und das Alpenvorland zu verifizieren sind, müssen weitere Untersuchungen zeigen.

Schriftenverzeichnis

- BADER, K. (1979): Exarationstiefen würmzeitlicher und älterer Gletscher in Südbayern (Trennung eisvorbelasteter und nicht eisvorbelasteter Sedimente aufgrund der seismischen Geschwindigkeiten). - *Eiszeitalter und Gegenwart* **29**: 49-61, 5. Abb.; Hannover (DEUQUA).
- CAROL, H. (1943): Beobachtungen zur Entstehung der Rundhöcker. - *Die Alpen* **19**: 173-180.
- (1947): The formation of Roches moutonnées. - *Journal of Glaciology* **1**: 57-59.
- CHUBCH, M. (1972): Baffin Island sandurs - a study of arctic fluvial processes. - *Geol. Survey Canada Bulletin* **216**.
- CREMASCHI, M. (1987): Paleosols and vetusols in the central Po plain (Northern Italy) - A study in Quaternary geology and soil development. - *Studi e ricerche sul territorio* **28**, 306 S., 106 Abb., 1 Karte; Milano (Unicopli).
- ELLWANGER, D. (1990): Würmzeitliche Drumlinformung bei Markelfingen (Westlicher Bodensee, Baden-Württemberg) - Jahresber. Mittell. Oberrhein. Geolog. Verein **72**: 411-434, 8 Abb.; Stuttgart (Schweizerbart).
- EMBLETON, C. & C. A. M. KING (1975): *Glacial Geomorphology*. - (2nd ed.), VI + 573 S., 137 Abb., 37 Taf.; London (Arnold).
- ERB, L. (1931): Geologische Spezialkarte von Baden - Erläuterungen zu Blatt Hilzingen (Nr. 146). - 115 S., Freiburg/Br.
- (1934): Geologische Spezialkarte von Baden - Erläuterungen zu Blatt Überlingen (Nr. 148) und Blatt Reichenau (Nr. 161). - 120 S.; Freiburg/Br.
- FINSTERWALDER, R. (1931): Geschwindigkeitsmessungen an Gletschern mittels Photogrammetrie. - *Zeitschr. f. Gletscherkunde* **19**: 251-262.
- (1950): Some comments on glacier flow. - *Journal of Glaciology* **4**: 383-388.
- FISCHER, K. (1994): Deutschlands Alpenanteil. - In: LIEDTKE, H. & J. MARCINEK (Hg.): *Physische Geographie Deutschlands*: 477-501, 6 Abb.; Gotha (Perthes).
- FLÜGEL, W. A. (1981): Hydrologische Studien zum Wasserhaushalt hocharktischer Einzugsgebiete im Bereich des Obloyah-Tals, N-Ellesmere Island, N. W. T., Kanada. - In: D. BARSCH & L. KING (Hg.): *Ergebnisse der Heidelberg-Ellesmere Island-Expedition*. Heidelberg Geogr. Arb. **69**: 311-382.
- FRANK, H. (1979): Glazial übertiefte Täler im Bereich des Isar-Loisachgletschers - Neue Erkenntnisse über Aufbau und Mächtigkeit des Quarjärs in den alpinen Tälern, im Gebiet des „Murnauer Schotters“ und im „Tölzer Lobus“ (Erste Mitteilung). - *Eiszeitalter u. Gegenwart* **29**: 77-99, 8 Abb., 1 Tab., 2 Taf.; Hannover (DEUQUA).
- HABBE, K.A. (1969): Die würmzeitliche Vergletscherung des Gardasee-Gebietes - Studien über Verbreitung und Formenschatz der jungquartären Ablagerungen am Alpensüdrand zwischen

- Chiese und Etsch.-Freiburger Geograph. Arb. **3**, 254 S., 4 Abb., 11 Beil.; Freiburg/Br. (Schulz).
- (1985): Das Späthochglazial der Würm-Eiszeit im Illergletscher-Gebiet - Ergebnisse einer geomorphologischen Kartierung.- Quartär **35/36**: 55-68, 8 Abb.; Bonn (Röhrscheid).
 - (1988): Zur Genese der Drumlins im süddeutschen Alpenvorland - Bildungsräume, Bildungszeiten, Bildungsbedingungen.- Zeitschr. f. Geomorphologie N. F. Suppl.-Bd. **70**: 33-50, 11 Abb.; Berlin/Stuttgart (Bomtraeger).
 - (1995): Zur Diskussion über die Chronostratigraphie des Pleistozäns im Alpenvorland und zu einigen daraus resultierenden Schlußfolgerungen für die Geomorphologie.- Regensburger Geograph. Schriften **25**: 49-63, 4 Abb.; Regensburg (Institut für Geographie).
- HAEBERLI, W. & U. PENZ (1985): An attempt to reconstruct glaciological and climatological characteristics of 18 ka BP ice age glaciers in and around the Swiss Alps.- Zeitschr. f. Gletscherkunde u. Glazialgeologie **21**: 351-361, 4 Abb., 2 Tab.; Innsbruck (Wagner).
- HAEBERLI, W. & CHR. SCHLÜCHTER (1987): Geological evidence to constrain modelling of the Late Pleistocene Rhonegletscher (Switzerland).- In: The Physical Basis of Ice Sheet Modelling - Proceedings of the Vancouver Symposium, August 1987. IAHS Publ. no. **170**: 333-346, 6 Abb., 1 Tab.
- HEIM, A. (1885): Handbuch der Gletscherkunde.- Stuttgart (Engelhorn).
- (1919-22): Geologie der Schweiz.- 2 Bde. Leipzig (Tauchnitz).
- VAN HUSEN, D. (1987): Die Ostalpen in den Eiszeiten.- 24 S., 23 Abb.; Wien (Geolog. Bundesanstalt).
- KELLER, O. (1994): Entstehung und Entwicklung des Bodensees - Ein geologischer Lebenslauf.- In: MAURER, H. (Hg.), Umweltwandel am Bodensee: 32-92, 24 Abb.; St. Gallen (UVK).
- KRAYSS, E. & O. KELLER (1983): Die Bodensee-Vorlandvereisung während des Würm-Hochglazials.- Schriften d. Vereins f. Geschichte des Bodensees **101**: 113-129, 6 Abb.; Friedrichshafen (Verein für Geschichte des Bodensees).
- LOUIS, H. (1952): Zur Theorie der Gletschererosion in Tälern.- Eiszeitalter und Gegenwart **2**: 12-24, 3 Abb.; Öhringen (Rau).
- unter Mitarbeit von K. FISCHER (1979): Allgemeine Geomorphologie.- Lehrbuch der Allgemeinen Geographie, Bd. 1 (4. Aufl.), XXXI + 814 S., 146 Abb., 2 Beil., 174 Bilder in ges. Bilderteil; Berlin (de Gruyter).
- MARCINER, J. (1985): Gletscher der Erde.- 214 S., 113 Abb., 15 Bilder auf Tafeln; Thun/Frankfurt (Deutsch).
- MCCANN, S. B., P. J. HOWARTH & J. G. COGLEY (1972): Fluvial processes in a periglacial environment - Queen Elizabeth Islands, N.W.T., Canada.- Inst. Brit. Geograph. Transactions **55**: 69-92.
- MENZIES, J. (ed.) (1995-96): Glacial Environments - Processes, Sediments and Landforms - vol. I: Modern Glacial Environments - Processes, Dynamics and Sediments, vol. II: Past Glacial Environments - Sediments, Forms and Techniques.- XXVI + 621/XXIV + 598 S.; Oxford (Butterworth/Heinemann).
- NORDDAHL, H. (ed.): Abstracts - INQUA Commission on Formation and Properties of Glacial Deposits - Meeting in Iceland, August 1994; Deckblatt.
- PATERSON, W. S. B. (1969): The physics of glaciers.- VIII + 250 S., 46 Abb., 9 Tab.; Oxford/New York (Pergamon). 3rd ed. 1994.
- PENCK, A. (1899): Die Übertiefung der Alpentäler.- Verh. VII. International. Geographen-Kongr., Bd. II: 232-240. Berlin (Kühl).
- (1912): Schlflekehle und Taltrög.- Petermanns Geograph. Mitteil. **58** (II, Halbband): 125-127.
 - & E. BRÜCKNER (1901-09): Die Alpen im Eiszeitalter.- 3 Bde., 1199 S., 138 Abb., 38 Taf., 19 Karten; Leipzig (Tauchnitz).
- PHILIPPSON, A. (1912): Der glaziale Taltrög.- Petermanns Geograph. Mitteil. **58** (II, Halbband): 277.
- PIOTROWSKI, J. A. (1994): Tunnel-valley formation in northwest Germany - geology, mechanisms of formation and subglacial bed conditions for the Bornhöved tunnel valley.- Sedimentary Geology **89**: 107-141, 17 Abb.; Amsterdam (Elsevier).
- SCHREINER, A. (1968): Eiszeitliche Rinnen und Becken und deren Füllung im Hegau und westlichen Bodenseegebiet.- Jahreshfte Geolog. Landesamt Baden-Württemberg **10**: 79-104, 3 Abb.; Freiburg/Br. (Herder).
- (1970): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Landkreises Konstanz mit Umgebung 1:50.000.- 286 S., 28 Abb., 11 Taf., 5 Beil.; Stuttgart (Landesvermessungsamt Baden-Württemberg).
 - (1973): Geologische Karte von Baden-Württemberg 1:25.000 - Erläuterungen zu Blatt 8219 Singen.- 130 S., 12 Abb., 4 Taf., 6 Beil.; Stuttgart (Landesvermessungsamt Baden-Württemberg).
 - (1979): Zur Entstehung des Bodenseebeckens.- Eiszeitalter u. Gegenwart **29**: 71-76, 4 Abb.; Hannover (DEUQUA).
- SCHÜNKE, E. (1981): Abfluß und Sedimenttransport im periglazialen Milieu Zentral-Inseln als Faktoren der Talformung.- Die Erde **112**: 197-215, 10 Abb.; Berlin (Gesellschaft für Erdkunde).
- (1989): Schneeschmelzabfluß, Aufeis und fluviale Morphodynamik in periglazialen Flußgebieten NW-Kanadas.- Erdkunde **43**: 268-280, 6 Abb., 6 Photos; Bonn (Dümmler).
- SCHWARZBACH, M. (1964): Geologische Tätigkeit des Eises und die Periglazialgebiete.- In: BRINKMANN, R. (Hg.): Lehrbuch der Allgemeinen Geologie, Bd. 1: 207-249; Stuttgart (Enke).
- SUGDEN, D. E. & B. S. JOHN (1976): Glaciers and Landscape - A Geomorphological Approach.- VIII + 376 S., 238 Abb.; London (Arnold).
- WEBER, H. (1967): Die Oberflächenformen des festen Landes - Einführung in die Grundzüge der allgemeinen Geomorphologie.- (2. Aufl.), 367 S., 244 Abb., 106 Bilder; Leipzig (Teubner).
- WILHELMY, H. (1992): Geomorphologie in Stichworten.- (5. Aufl.), Bd. III: Exogene Morphodynamik, neubearb. v. H. FISCHER u. Chr. EMBLETON-HAMANN: 176 S., 47 Abb.; Berlin/Stuttgart (Hirt).

The Sites of Kirchhellen and Weeze, Lower Rhine Bay/ Germany, with an Elder Acheulean: starting points for research into the problems of recognizing stone-artefacts in pebble-accumulations of fluvial terraces

KLAUS SCHMUDE*)

Lower Pleistocene fluvial terraces, separation artefacts/geofacts, study of pebble accumulations,
complexity in nature versus simplifying criteria

Abstract: The continuing critic by part of the prehistorians, including the principal rejection of pieces found in and on fluvial terraces without additional archaeological documents, which does include Kirchhellen and Weeze, caused the author to continue research and he began to study situations, where geofacts are produced, which could be mistaken for archaic artefacts. Results up to now seem to indicate a better suited approach to this problem, as explained in the following part. To postulate criteria, in this case enabling to distinguish between arte- and geofacts, an extensive fundamental study of the origin of geofacts and the context should have been undertaken, to form a basis from which to draw conclusions and then to establish criteria. This is missing in our case. The author's report describes observations, which seem to point in a direction enabling a better understanding of the problem. The statements, that the existence of artefacts in fluvial terraces is highly improbable and that it is not possible, if they exist, to separate them from geofacts in pebble accumulations, is contrasted by numerous archaeological sites with a wealth of artefacts, the latter even excavated in thousands from fluvial terraces in the mediterranean area. The production of geofacts as a natural process is much to complex to postulate simple criteria, as they are used now. The pattern of natural damages differs from rock to rock, frequently very strong. Experience gained with flint/silex, in Germany or elsewhere, cannot be generalized and used on other rocks: on one site archaic looking geofacts, made perhaps on limestone, may exist in hundreds together with isolated anthropogene similar artefacts on quartzite. The research into a possible archaeological site in an elder fluvial terrace demands to study the flow of material for a longer distance of the river, as well as the tributaries and to take into account numerous complex aspects, which influence the production of geofacts in the case involved. As many collections as possible of artefacts from the Elder Paleolithic have to be studied, besides extensive field work on terraces in different areas plus experimental knapping; these are basic conditions to gain the necessary knowledge, and this expressly over long periods, preferably many years. The final aim is the possession of a wealth of detailed, personal knowledge of both: the artefacts involved as well as the geofact-forms in general: then as a next step the speci-

al geofact-forms of the area involved in new research. The pieces found in Kirchhellen and Weeze are reconsidered in view of the above mentioned observations and groups are created: a. one group of artefacts; b. one group which comprises pieces from a zone of passage. There are still questions open: for instance is the geology of Kirchhellen object of new studies, but also questions with respect to the general problem artefacts/geofacts might be further clarified and this may help with the classification of certain pieces.

[Die Fundstellen Kirchhellen und Weeze mit einem älteren Acheulean: Ausgangspunkte für weitere Untersuchungen des Problems, Stein-Artefakte in Geröllansammlungen von Flussterrassen zu erkennen.]

Kurzfassung: Die anhaltende Kritik eines Teiles der Prähistoriker einschliesslich der prinzipiellen Ablehnung von Fundstellen in und auf Flussterrassen ohne zusätzliche archäologische Dokumente, was ja auch Kirchhellen und Weeze einschliesst, veranlasste den Autor zu weiteren Untersuchungen; er begann daher, sich mit Stellen zu beschäftigen, an denen Geofakte produziert werden, die für archaische Artefakte gehalten werden können. Die bisher vorliegenden Resultate scheinen eine besser geeignete Annäherung an dieses Problem zu zeigen und werden im folgenden Teil erklärt. Zur Erstellung von Kriterien, in diesem Fall solcher zur Ermöglichung der Trennung zwischen Artefakten und Geofakten, hätte eine umfangreiche grundsätzliche Studie des generellen Ursprunges von Geofakten und ihres Kontextes vorgelegt werden sollen, als Basis für allfällige Schlüsse und der Erstellung von Kriterien. Diese fehlt jedoch. Der hier vorgelegte Bericht beschreibt einige Beobachtungen, die in eine Richtung deuten, die ein besseres Verständnis für das Problem gestattet. Die Behauptung, verrollte Fundstücke seien keine Artefakte mehr, ebenso sei es nicht möglich, in Geröllansammlungen Arte – von Geofakten zu trennen, kontrastiert mit zahlreichen Fundstellen mit verrollten Artefakten, sogar zu tausenden aus Flussterrassen ergraben, im Mittelmeer-Raum. Die Entstehung von Geofakten aus natürlichen Prozessen ist viel zu komplex, um einfache Kriterien, wie sie im Gebrauch sind, dafür aufzustellen. Die Erforschung einer möglichen archäologischen Fundstelle in einer älteren Flussterrasse erfordert die Untersuchung des Material-

*) Anschrift des Verfassers: K. SCHMUDE, Habichtstr. 71, 45134 Essen

flusses über eine längere Distanz des Flusses sowie seiner Zuläufe und dabei die Beachtung zahlreicher komplexer Aspekte, die den jeweiligen Fall beeinflussen. Dazu sollte die Kenntnis sovieler Sammlungen wie möglich aus dem älteren Paläolithikum erworben werden, daneben sind ausgedehnte Feldarbeit auf anderen Terrassen und experimentelles Schlagen eine grundsätzliche Bedingung, um das notwendige Wissen zu erlangen und dies ausdrücklich über eine längere Periode, vorzugsweise eine Reihe von Jahren. Das Endziel ist der Besitz umfangreichen detaillierten Wissens sowohl über die involvierten Artefakte als auch über die generellen Geofakt-Formen und dann als nächster Schritt die der Region, in der sich die abzuklärende Fundstelle befindet. Die Fundstellen von Kirchhellen und Weeze werden mit Blick auf die hier beschriebenen Beobachtungen überprüft; sie enthalten eine Serie von Artefakten neben einer Reihe von Stücken, die in eine Übergangszone gehören. Es sind noch Fragen offen: so ist, als Beispiel, die Geologie von Kirchhellen Objekt einer neuen Untersuchung, aber ebenso könnten Fragen des generellen Problems Artefakte/Geofakte weiter geklärt werden und dies könnte bei der Ansprache bestimmter Stücke helfen.

1 Introduction

In 1992 the description of the above mentioned sites and their artefacts was published (SCHMUDE 1992); the recognition and acceptance of these was based on the personal experience of the author with artefacts in France, Germany and Spain, and in addition the confirmation of a number of prehistorians experienced with this complex. In the following years the artefacts of Kirchhellen and Weeze met with critic and non-acceptance as well as acceptance. A certain picture developed during the years following the publication of 1992. The persons accepting these pieces as artefacts based their opinion on long experience and intimate knowledge of artefacts, found on surfaces of terraces as well as from gravelpits and from inclined, eroded terrace-slopes in agricultural zones. Most of these persons, further named group "A", had, in addition, also gathered experience with geofacts as well as with experimental production of stone-tools. This experience was collected in countries with longstanding research into the numerous fluvial terraces and their palaeolithic sites with inventories made mainly on quartzite, quartz and others, but only to a low degree on silex. So the recognition of artefacts is, by this group, based on a wealth of empirical knowledge, including excavations with 2000 to 6000 artefacts on quartzite/quartz, showing a wide spectrum of types of tools as well as a wide range of conservation covering all aspects: eolised, leached, patinated, rolled and mixtures of these. Experimental artefact-production is an additional tool. (TAVOSO 1978; QUIEROL & SANTONJA 1979). The oppositional group, "B", bases its critical position on several statements listed in the following.

a) Pieces, which are rolled, are only acceptable as artefacts, if additional archaeological documentation as rests of fire, worked bones etc. exist. (HAHN 1991: 52);

b) only, if pieces, made on rocks not originating from this location and which are not in a secondary position, exist, are such pieces acceptable as artefacts from secondary sites (HAHN 1991: 51);

c. it is not possible to recognize elder, sparsely worked artefacts in great accumulations of pebbles, as there are to many pebbles damaged by nature and alike to artefacts, especially if collected in lengthy periods of time. (ROEBROEKS 1993: 12+13);

d. if artefact-character is claimed, a number of simple criteria should be fulfilled: unifacial regular and low angled flaking indicates an artefact, bifacial flaking therefore a geofact; an anthropogene flake should have negatives on its dorsal face etc. and others on details (HAHN 1991: 53&54).

These are also the criteria used as arguments against the finds from Kirchhellen and Weeze. So the author found himself faced with two opinions. At present there seems to be a stalemate situation, where one can only join one of these schools: an unsatisfactory situation and the author searched for possibilities to open ways for new movement. The approach is as follows: to be able to distinguish between arte- and geofacts, it is a basic condition to know both in detail. There are numerous sites and artefacts from an Elder Paleolithic, which can be studied. This is, however, different, when it comes to geofacts. Isolated observations and a few publications attempting to establish criteria (PATTERSON 1983, also in HAHN 1991) have been published. As the separation of arte- from geofacts is one of the very fundamental questions in prehistory, the establishment of criteria should be the result of an extensive, detailed study of the origin of geofacts and the context. Then, following an analysis, as a next step conclusions could have been drawn and, finally, criteria established. For the group „B“-arguments no such analysis seems to have been published. The criteria postulated and used seem to be the result of isolated personal observations, generalised regardless of the context. Here an example for illustration: one of the statements published by HAHN (1991:52) and widely used, demands, that a flake found, especially in secondary situation, should have negatives or scars on its dorsal side, indicating human work, as natural forces can also produce flakes, but then these would be without traces of further work, i.e. completely cortex-covered. However, nature produces also flakes with scars on the dorsal side (personal observation of the author: Bay of Biscay-beach, limestone; Pyrenees river: Gave d'Oloron, limestone). More important: the Acheulean in the Mediterranean Area contains a significant percentage of cortex-flakes, separated from

the numerous great cobbles; they comprise 20-50 % of the total of flakes. Many times a small series just contains a few such pieces. This criterium did in one discussion lead to the doubtful situation, that out of a series with hand-axes, choppers and cores the only flake found, a typical great piece for the production of tools, completely cortex-covered, was declared a geofact (TAVOSO 1978: 80, 258, 268, 275, 288, 291, 296, 301, 356). It must, however, be mentioned, that HAHN (1991) explains repeatedly, that the last decision should always be based on the geological situation. The author felt, that one way to progress could be a more detailed study of the creation of geofacts and the context, on the limited scale available to him. He began to observe locations, where geofacts are produced. The results up to now are highly interesting and seem to indicate certain tendencies. These shall therefore be explained here and may perhaps show a different approach to the problem.

2 Working Method

The basic principal is a change of the presently used manner of approach, that is to imagine hypothetically, what could (and partly may!) happen in nature and use this speculations to explain in which manner a disputed piece may have been created; frequently publications with observations of isolated cases are added to this hypothetical approach and are generalized. The author returned instead to the empirical approach: see for himself, what rivers really produce, note the observations, collect typical pieces and only thereafter try to recognize trends and, if possible, draw conclusions. This also means the end of discussions with partners, which cannot denominate locations and contextes, on which they can base their argument or which do not dispose of the necessary general experience. In other sciences it is an accepted method to form a working-hypothesis and then test, if facts fit into the theoretical frame; this testing is, in our case, missing. Following example may illustrate this: in the river Sieg, in a certain pebble-and-cobble-accumulation, flat slabs of quartzitic sandstone do, under the peculiar conditions of this spot, form numerous long, slender pic-like geofacts of rectangular diameter. Theoretically they should not exist: it is a physical and technical experience, that any material will first break at its weakest point and a very long and slender point should, in line with this, break off somewhere in the first third. However, nature here shows, that facts are different from a theoretical approach. As a practical method in the field to study accumulations of pebbles, the same manner of search as for artefacts was used, that is: slow, regular walking, adapting speed to circumstances and using geometrical patterns ensuring observation covering the complete area

chosen, focusing now on natural damages. For each site notices of the observations are taken, typical pieces collected. A worker, amateur or professional, studying the geofacts of a certain location and/or area will in most cases detect a pattern of damages typical for the same and the conditions ruling there. He may encounter repetitively the same form of damage, but also a design composed of many, sometimes difficult to describe, facettes or multitudes of such damages. It is therefore necessary for him to store in his memory the picture of the design of the significantly damaged pieces, to be later able to recognize such a pattern.

3 Observations and Tendencies recognizable

3.1 Locations observed

The following rivers, beaches and moraines where studied:

- a) Gave d'Oloron and Nive/Nivelle, rivers in the piemont of the Pyrenees, mainly with quartzite, quartzitic sandstone, vulkanites (France),
- b) Ain, Rhone-tributary, mainly with limestone/dolomite (France),
- c) Alm, Totes Gebirge, with limestone/dolomite (Austria),
- d) Sieg, Rhine-tributary, mainly quartzitic sandstone, basalt (Germany),
- e) Beaches between Biarritz and St. Jean de Luz, Biscaya: limestone, quartzite, quartz, sandstone, silex, shale, vulkanites etc. (France),
- f) Beaches near Eckernförde, Baltic Sea: nordic moraine with quartzite, shales much granite and others, flint (silex), sandstone, limestone etc. (Germany),
- g) Mindel-moraine near Konstanz/Bodensee: quartz, limestone, shales etc. (Germany),
- h) Moraine north of Lingen/Ems: quartzite, quartz, flint/silex etc. (Germany).

This is certainly a short list, but even these limited observations show surprising tendencies. The details of these locations shall be published in the future.

3.2 Tendencies recognizable and conclusions

The study of the material of these locations did show certain typical, repetitive natural damages in connection with certain geomorphological conditions. This enabled the recognition of tendencies and therewith conclusions.

- a) It is not possible to establish simple criteria to distinguish artefacts from geofacts as: unifacial, regular, flat flaking indicates anthropogene origin, bifacial the contrary, a natural origin. Natural forces produce both and other geofacts, for instance, flakes with dorsal negatives, indistinguishable from arte-

facts, in fact complete series of geofacts looking like "archaic tools". Furthermore, discussions with quaternary geologists confirm, that the processes in nature are much to complex to allow the establishment of simple rules.

b) Rocks differ in their behaviour against forces more or less, in many cases extremely. Silex, the greatest deceiver, produces easily geofacts, which can be mistakenly collected as artefacts; limestone/dolomite also does, but to a lesser degree. Sandstone, if brittle, shows typical breakage, while tough quartzite is much less liable to break at all. It is of utmost importance to differentiate: at the same site one may find hundreds of artefact-like looking geofacts, perhaps from limestone, while tough quartzite produces nearly no geofacts at all and if so, separation follows crevices and generally natural zones of weakness. And so there can be quartzite-artefacts at the same site, for instance choppers, which would, without differentiation, be mistaken for geofacts. A person experienced only with silex cannot utilize the knowledge gained to criticize disputed assemblies made on other rocks. To be able to do so, one has to pass an intensive period of learning to understand the respective rock and its peculiarities, which should by no means be underrated: it should include practical field-work, the study of collections of artefacts made on this rock, experimental knapping and then the same for geofacts, and all this in a prolonged period: we speak about years.

To be able to recognize, in addition, altered (eolised, rolled, patinated, leached etc.) artefacts and to distinguish them from geofacts, which - contrary to the position frequently taken - can be learned, one has to have a certain talent, namely to see the original forms of the surface through the veil of alteration. One sees occasionally in collections of amateurs between numerous well-conserved artefacts a few altered pieces: the collector "has the eye". There are, on the other side, professionals and collectors with great collections of good standard, but which do not recognize altered pieces. A student, who has learned, additionally, that altered pieces are "unpersons" and cannot be artefacts, will have the greatest difficulty in ever learning it, even if he has the talent. It is quite astonishing and a contrast, for a worker from northern or middle Europe to cooperate with prehistorians in the Mediterranean area, which have due to their lifelong contact with these type of artefacts and sites, the necessary experience. From TAVOSO (1978: 255, 256) the following is cited as an example: "... les 29 outils et éclats qui composent cette série ne représentent ... qu'un échantillon - assez pauvre ... à cause de l'intensité de l'usure fluviale qui, effaçant les arêtes, polissant les facettes de taille et émoussant leurs contours les rends si semblables aux galets qui les entourent, que leur découverte est beaucoup

plus une affaire de chance, de patience ou de "flair" que de l'observation. La reconnaissance de ces quartzites taillés est rendue encore plus difficile par le fait qu'il n'y a aucune différence de coloration entre le cortex des galets et les facettes de taille ..." (... the 29 tools and flakes, which compose this series, represent ... a rather poor sample ... caused by the intensity of the rivers usage, which by erasing the ridges, polishing the scars of flaking and blunting/rounding their contours makes them similar to the pebbles by which they are surrounded, so that their discovery is much more an affair of chance, patience or "flair" than of observation. Recognition of these worked quartzites is made even more difficult by the fact that there is no difference of colouring between the pebbles and surfaces of the scars." (End of citation.) This is an excellent description of the problem. (See also DE DUMLEY, 1971: 184, 196, 197 and MACRAE 1988: 92). Another aggravating circumstance is the dominant silex-tradition of Northern/Middle-Europe; the introduction of quartzite- and quartz-artefacts in Germany has been a continuous, tenacious discussion through decades, against rigid traditions, while in other countries the work with them was already well established routine for long periods. The discussion of A. Rust's eoliths has also left traces, which still today aggravate the problems.

c) The creation of geofacts depends on many factors, which intermingle and influence each mutually, such as the original form of rock, the length of the transport-distance, the geomorphology in general and specifically. (Fig. 1)

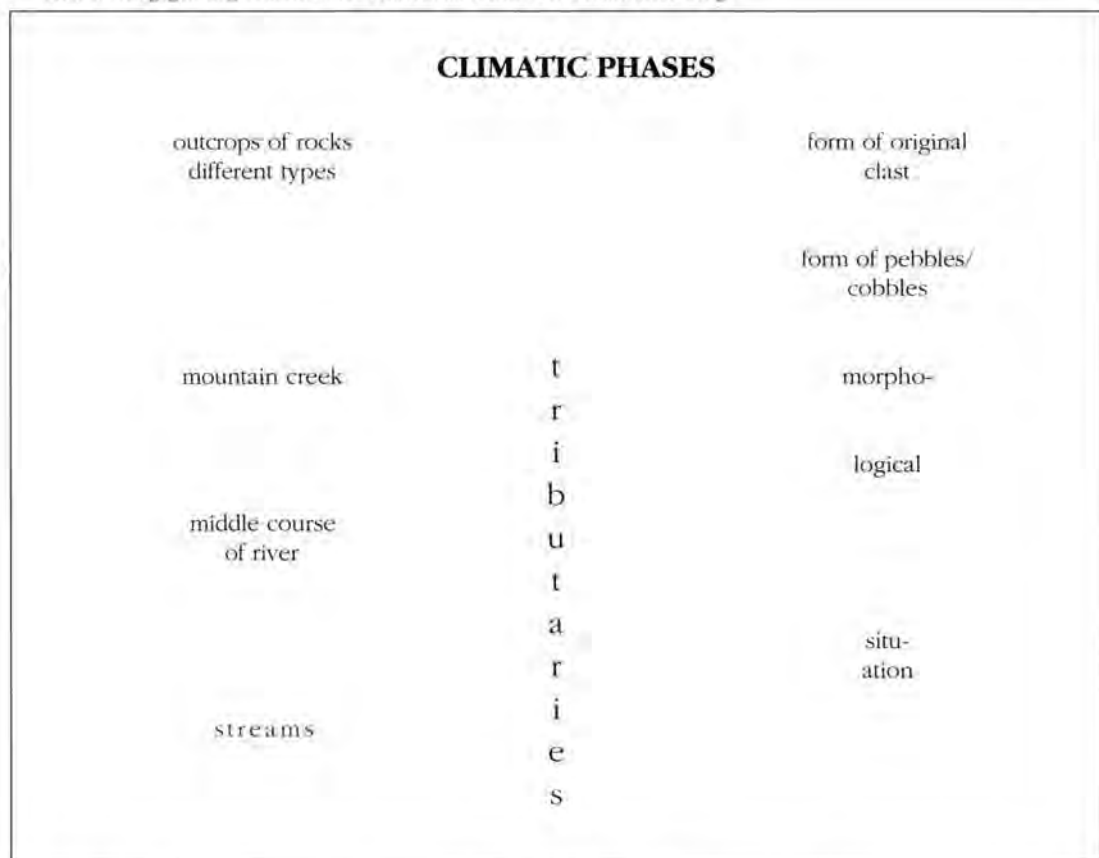
According to the observations geofacts are in rivers very fast rolled to such a degree that the damage cannot be recognized anymore. This differs from rock to rock, but after 20-40 km transport most damage seems to be unrecognizable.

This is partly different in moraines, where damage increases with the length of transport, but scars are thereafter still well conserved. Pebbles transported in a river would, after 500 km, be completely rounded; this is not so in the nordic moraines.

As mentioned before, all rocks react differently to forces and processes. Therefore geofacts of one rock may in several places show similarities, in others they may differ; pieces found may, of one rock, be geofacts, but - in the same place - of another rock be artefacts, while both look similar, e. g. like "choppers". In a steep valley, still in the mountains, where masses of very differently sized rocks, sometimes very big ones, are transported, geofact - production is high. In a wide valley, further down, where the pebbles/cobbles have already been sorted to a certain degree and are on average smaller and more evenly sized, geofact-production diminishes and differs from the above mentioned case. The same ap-

Fig. 1: Mutually influencing factors in the process of geofact-production.

Abb. 1: Sich gegenseitig beeinflussende Faktoren im Prozess der Geofakt-Entstehung.



plies to the different situations on beaches: a position in front of a cliff or, on the other hand, a flat, sandy beach, produce very different types of geofacts. All this is part of very basic circumstances; they should be studied first. Thereafter one may approach the more complicated situations: the influence of periglacial conditions and the mixture of products of many conditions in a great stream, which transports over a long distance and accepts tributaries entering with a diversity of material, laden with different transport-effects. But to be able to understand these, one has first to learn the simpler, the basic forms. Here a negative example: in a discussion a participant, asked how he knew, that certain pieces from a terrace were geofacts, replied that he had studied the pebbles of this terrace. This is, in the authors opinion, a doubtful approach, because not having studied the basic forms in simple cases, he is not in a position to recognize these under the much more complicated conditions on an elder terrace from a great stream, with a mixture of geofacts and possible artefacts. This can be compared with someone trying to translate a Latin author as Caesar without having learned the grammar. And it brings

us back to an additional problem: not being able to call on the necessary knowledge, succour is sought from hypothetical, speculative construction.

3.3 The Site of Sorde l'Abbaye

As an illustration of the above mentioned points, the approach to a site in SW-France is described.

The Site.

In the valley of the Gave d'Oloron, near the above mentioned village and close to the rivers end, a gravel-pit produces sands and small gravels from the remains of a terrace conserved in the form of an island, with altitudes between 37 and 44 m a.s.l. The riverbed is at 0 m a.s.l., under tide-influence, ca. 35 km from the sea. The gravel contains an enormous amount of pebbles and cobbles, the great majority being of tough palaeozoic quartzite, up to 50 - 60 cm length and nearly equal width and thickness. This terrace is dated as „Mindel“, the age is therefore between 0,4 and 1,0 mio y., as defined in this area.

The Industry.

Since September 1991 on 23 visits 64 artefacts were

found. They contain an Acheulean with pics, bifaces and cleavers, together with choppers/chopping tools, 1 scraper, flakes and numerous cores, all of quartzite. Remarkable are the extraordinary size and weight of many of the tools and cores, e.g. pics with up to 2,7 kg, cores up to 18,9 kg. The larger tools and cores are formed with very few, but well-placed, bold, very strong blows. All pieces are more or less rolled, some to the limit, many are eolised, some patinated. A few of these pieces could, on the first look, be geofacts; it is therefore necessary to study this aspect.

The General Geology.

In the valley and the area surrounding this site a number of terraces can be distinguished, but their remains are only seldom clearly recognizable; over wide stretches they have been destroyed, and we find only their remains in the form of pebble-fields, the highest on hill-tops of ca. 140 and 170 m a.s.l. There are good-conserved terrace-rests at ca. 70-80 m a.s.l. near Sorde. The composition of the gravels is similar to the one on the site: in the majority the tough palaeozoic green and bluish quartzite, then quartzitic sandstone, sandstone, decomposed granite and shale, ophyte etc. The surface of the quartzite-pebbles and cobbles is altered, on bigger pieces abt. 2-5 mm deep, but smaller pieces may be completely altered and show inside an olive-brown tinge of colour.

Industry on Terraces and Hills.

Collectors, the author included, have found isolated pieces as well as concentrations on the 70/80 m-terrace and higher up on the slopes. Further south, concentrations are found on top of the hills, covered not by terrace-remains, but a sand-clay mixture. The industry on the terrace is a broad Middle Palaeolithic, with pieces from a Middle Acheulean down to Mousterian, plus Neolithic. On top of the hills one finds a rather young, evolved Acheulean, with flat bifaces, cleavers, rare polyedres, cores and many flakes.

The private collections comprise from 500 to 800 quartzite-artefacts plus a few thousands of pieces of worked, untypical silex, which cannot be classified. From the terrace-surface at 70/80 m originate a few bigger cores with 5-6 kg and scars up to 18 cm length. Corresponding flakes have been found there.

These artefacts are all more or less altered: coloured, encrusted, patinated. Everybody handling these artefacts has a very clear picture of what an quartzite-artefact from this area looks like.

Flow of Material.

In the Pyrenees, between 1300 to 1800 m altitude, a Cretaceous conglomerate crops out, forming mountain-ranges; it contains already well-rounded pebbles

of quartzite and quartzitic sandstone, which erosion transports via creeks into the valleys. These creeks form small rivers, locally named "Gaves", which flow in a northerly direction for ca. 50-60 km, where they join larger rivers, here the Adour, which enters the Atlantic at Bayonne.

The author has, in a number of cases, studied pebble-accumulations in such rivers, as well as a gravel-pit producing sands from the lowest/youngest terrace. The picture he has gained shows that today's rivers transport mainly limestone, ophyte, sandstone, some silex and others: higher up in the river the pebbles/cobbles are frequently and to a considerable degree damaged, but further down-river the damage diminishes and in addition, natural damage becomes less and less recognizable as the result of rolling and polishing. Newer damage in these lower reaches is rare and easy to undertake. The terraces higher than 30 m contain, in contrast, a great majority of the tough quartzite/quartzitic sandstone, whose pebbles are well rounded and do not offer points/areas for attack. Damage is therefore rare; if at all, pieces separate along zones of weakness and here, on the sharp edges, splintering causes occasionally a series of small scars. There is, especially if one is familiar with the quartzite-industry from the terrace-surfaces, a very clear distinction possible between arte- and these geofacts. With the 64 artefacts only two or three questionable pieces were found, clear geofacts, broken along crevices and with consequent splintering along the newly formed sharp crests. The greater problem is the degree of rolling: one finds relatively frequent pieces, which have most probably been artefacts destroyed by the river; to draw the line, what to collect is frequently difficult. The criterium used is the condition, that there must still be marks of the blows recognizable, either the point of impact, radiating striae, bulbous or scar, or an unmistakable configuration of polished scar - forms of a typical piece, a biface or a discoid core, for instance.

The nearest recent, steeper, cut-in valley-stretch, which might favour geofact-production is ca. 30 km distant, too far, to deliver fresh-looking geofacts to Sorde l'Abbaye, but this stretch did, anyhow, not exist in the period of formation of the 37-44 m terrace as it is now situated at a lower altitude.

It must be emphasized, that this is a simple case. But even here, a considerable amount of knowledge and practical experience has to be combined with research on the local peculiarities to enable one to arrive at a well-founded, realistic position.

3.4 Additional Observations.

The very specialized experience which the person working on a site on or in a terrace, gains, cannot be highly enough rated: he has seen thousands of pebbles

bles, geofacts and artefacts, learned their peculiarities and has become familiar with them to a degree which an occasional visitor cannot acquire in a short time. To this visitor, a certain number of pieces may look acceptable, but others doubtful or even suspicious: his reaction will be to refuse these latter. If he has enough practical experience and has gone through the same process, he will rather state that he has difficulties to follow the opinion of the worker, but will realize his own disadvantage and leave these pieces open, until he can spend more time on an intensive study.

An imperfect method frequently used is the refusal of pieces which the critic does not accept, with the statement "this is nothing". In 90% of all cases this is, even combined with an explanation, unconvincing. It is a basic necessity to show the professional, student or amateur a way to learn and gain his own, personal experience. Examples are: showing the respective pieces of ones personal collection of artefacts/geofacts or indicating places where one can see them, or collections of museums/individuals with this type of discussed artefacts. The authoritative statement "this is not an artefact" without exact explanation and not combined with an example in stone or the indication, where to study it in nature, is unconvincing.

Another point of discussion is the length of time involved to find isolated artefacts: a long period is supposed to underline the natural origin of the putative pieces. Roebroeks states "It took Würges about two years (!) to assemble this set, which is very clearly a selection of pieces, whose number is infinitesimally small compared to the whole" (1993: 16). For anyone having worked on terrace-surfaces or in gravel-pits producing from thebeds, this is the usual daily routine. Numerous collections in the Garonne-area, the Nahe, the Mosel, the Wetterau or also Sorde l'Abbaye near Bayonne would not exist, if this would be used as a criterium. Many a concentration was found lateron as a consequence of earlier isolated doubtful finds. On todays terrace-surface as well as on palaeo-surfaces artefacts were loosely spread, normally isolated; the concentration is the exception. If isolated pieces or small-concentrations are mingled with the pebbles of accumulations, they become nearly „infinitesimal“, but with the necessary patience (and luck!) they can be found. Even in English or German gravel-pits producing silex-artefacts patience is required: MACRAE states 8 hours on average per artefact found (1988: 129) in England, a country with an extraordinary wealth of artefacts.

Another good example is the collector Plasse, who found in the Leine-river-gravels near Hannover the first silex-flakes relatively fast, but the first handaxe after 13 years! (JACOB-FRIESEN 1949: 15).

The above mentioned criticism (and other similar points) shows a lack of communication between

some of the professional prehistorians and amateurs, to the detriment of prehistory.

One of the rigid rules of prehistory when considering the possible artefact-nature of a piece found, is: „from a collection or series every piece has, also when considered isolated, to be clearly an artefact.“ At least with respect to collections of altered pieces made on quartzite, quartz etc. this rule is not sensible. In an inventory consisting of a number of pieces, which are altered in varying degrees, from nearly fresh to nearly unrecognizable, one has, based on the part of better conserved and clear artefacts, to consider accepting as well those pieces, which one might not accept as an isolated find. There is no logic in rejecting a piece which is well known from excavated or otherwise secured inventories or which constitutes a regular part of many series together with bifaces, choppers, flakes, cores etc. in the gravels of the terrace, only because it is little worked and difficult to recognize for the inexperienced person. One should never tear a piece out of its system, its context, into which it belongs. One might ask for a description of the pattern of geofact-creation for comparisons, but it must be underlined, that artificial separation of pieces from their context will lead to misjudgement.

Frequently one encounters statements, that differing alterations of scars and/or parts of a piece are an indication of differing periods of creation and that therefore these are geofacts. This argumentation is not applicable on quartzite and quartz, as on each site with artefacts from gravel-pits these contain numerous pieces with differing states of alteration, sometimes more or less limited to certain scars, sometimes to parts of the surface. The configuration of such pieces, bifaces, cleavers or chopping tools, shows however that they have been produced in one act. The differences in alteration are the results of variations of the position on or in the ground and the respectively varying conservation of parts of such a piece.

4 Kirchhellen and Weeze

If we apply the above explained observations and conclusions to the sites of Kirchhellen and Weeze and their inventories, a number of points call for attention:

- a) frequent experimental knapping showed, that the main rocks, of which the pebbles/cobbles consist, had certain limitations in their usefulness as tools.
- b) silex/flint: the numerous globular pieces (in Kirchhellen one of 11 kg), are full of fractures; if hit, they burst into many small pieces, which could after retouch be used for scraping and cutting. Such tools were not found, but have probably been destroyed by the river and the climate. Only in Kirchhel-

len one piece with a scraper-like retouch was found, but it is impossible to assure its anthropogene origin.

c) quartz: is frequently full of crevices and fractures and very coarsely structured. If hit with strong blows, it sometimes bursts into pieces, which can be used for scraping and perhaps cutting; again it is not possible to identify such specimens. According to JUSTUS (1988: 49) occasionally compact blocs from the Alps have survived transport and provide better material. Apart from a few artefacts on mediocre quartz, one great flake of 3,25 kgs, made of a better variety, was found.

d) Palaeozoic quartzites, comprising such varieties as the Taunus-quartzite, the Revin-quartzite from the Ardennes/Eifel-region and others, many of Devonian origin (with *Spirifer* sp.) offer frequently magnificent-looking oval, flat pebbles or slabs, inviting experimental knapping. If hit, they mostly separate along surfaces of schistous inner structures and other zones of weakness, offering irregular, smaller pieces of rock, useful only for small tools. They have sharp cutting edges, which blunt relatively fast, as experiments on hard wood and bone show.

e) Tertiary-quartzite is also difficult to work, but has important advantages over the other materials. There exist great pebbles or blocks, well rounded, occasionally ca. 60 x 40 x 30 cm, normally in the range closer to 30 x 20 x 25 cm. Frequently one finds remains of the greater blocks/pebbles, in form of prismatic, jagged or irregular blocks as well as flat pieces. If hit with strong blows, flakes will separate from the pebbles or blocks, but they often follow zones of weakness in an irregular manner and only a limited amount of real flakes with bulbous and conchoidal forms are produced. However, in experimental knapping flakes in the range of 10-12 cm length were produced, which might be converted into tools. The result of this work is a very resistant tool, which stands up well against use and in fact, as trials show, much better than the other rocks. This seems the ideal material for heavy work, but can also cut very efficiently.

Considering the great refuse-heaps in the pits, one should bear in mind that they offer a false impression: in relation to the volume of gravel and sand produced they are very small, as observation shows. So in the past these pebbles/cobbles were sparsely and widely distributed, there was no surplus as for instance in Sorde or the Garonne-area. Men had to search and make use of what was within reach. In addition to being rare, larger cobbles/boulders in Tertiary and other quartzites have frequently strongly rounded forms and the angle of the planes is unfavorable for knapping. Having nevertheless found a cobble with favorable surface-forms and having produced at best one or two medium-sized flakes (4 - 8 cm), the rocks burst into irregular pieces along

crevices. Such pieces may show the form of a flake or triebre and have certainly been used, but to recognize them as artefacts is quite difficult. The above picture is based on experimental knapping.

This means, that the rocks from the Rhine-gravels do offer material for tool-production, but of irregular and mediocre quality; the resulting tools or artefacts will have their peculiar traits and a picture much more difficult to recognize than inventories of better material as for instance in Middle Spain, where excellent and SiO₂-rich quartzite is available. The quartzite from Sorde l'Abbaye is in-between the two mentioned materials. Sites with rocks offering even more difficult pictures are the coarse quartz of the Roussillon-terraces, very irregular limestones from North Africa (Terra Amata-Museum, Nizza) or the quartzites from Olduvai Beds III and IV, on which scar-boundaries are hardly visible and not countable; this is the material used for bifaces/cleavers! (LEAKEY 1994: 265).

Here an example is used to explain the problems created by rash criticism on a difficult material. In Weeze one convex chopper on quartz has been found, on which 5 to 6 long parallel scars on one side can be recognized, at a rather steep angle of 70-80°. Visiting prehistorians all accepted this piece as a convincing chopper; however, one found on the lower, flat surface of this plano-convex piece, partly in parallel with the working-edge, fine crevices and felt, that the postulated scars were in fact planes of some of the crevices, where the quartz broke off under pressure by other cobbles or boulders. As this does of course happen, the argument seemed at first sight valid; a detailed study showed, however, how dangerous these rash judgements are. On closer and more detailed look it became clear, that the next parallel crevice (7 mm distant) entered the cobble at an angle of ca. 45°, as do other visible rests of such: these crevices cannot have caused the scar-like surfaces with an angle of 70-80°. It is still thinkable, that the beginning of the crevice in the lower surface could have served as a starting point. The author collected quartz-cobbles in the pit and partly worked them, producing chopper-like pieces. Studying these collection at home he found, that only rather marked, deep crevices serve as a starting zone or „point“ for a break-off, while the thinner fissures have apparently no influence on the internal compactness of the quartz. If quartz breaks off at a crevice, it follows as a rule the flat, smooth surface which forms the crevice. All this shows, that the recognition of such a piece demands very detailed, intensive study and an intimate knowledge of the material, gained over a longer period. With difficult material such as this, it is not possible for a visitor to form a definite opinion just by letting the pieces run a few hours through the hand.

To be able to recognize artefacts in the a.m. sites, it

is necessary to study at least the basic formation of geofacts in the more important tributaries with representative character, close to the sites. As a start, accumulations in the river Sieg have been studied and the numerous geofacts found show a very clear pattern of geofact-production. In quartzite, these are easy to distinguish from artefacts; the basalt-geofacts form more frequently surprising pseudo-artefacts ("choppers"), but the general context and their proportion in the pebble-content of the river confirm the geofact-origin. In the near future other rivers in the proximity will be studied as well, but as their pebbles originate mainly from the Devonian, their contents should be the same or very similar to the Sieg. It will be interesting to study other rivers such as the Maas or Mosel, which have a longer/greater area of material inflow.

The conclusions based on the above general and also the specific part, concerning Kirchhellen and Weeze (leaving aside local differences), are:

- a) A certain part of the pieces are artefacts. They differ strongly from the geofacts and conform with artefacts well-known to the author.
- b) The other part contains artefacts, but of which a geofact-character of some cannot be excluded.
- c) Flakes are, due to their inherent problems, treated as a separate group.

The flakes from Weeze do contain in the authors opinion a few, which are definitely artefacts. Having seen large amounts of flakes, including the typical large Acheulean specimens, one can discern typical traits, which mark the intentionality. As these traits are composed of a multitude of facettes, they are difficult to describe, but a result of experience. There is, e. g. a large flake of quartz with 3,25 kg, showing well-conserved and strongly expressed marks of blow, which differs completely from everything seen and/or found in quartz in Weeze, but compares well with large Acheulean flakes, e. g. those from the authors collections from SW-France.

Observations of indirect character can also be important and underline the arguments connected with the lithology. One such argument is the regularity of finds on certain sites only; if we would deal with geofacts, we should find them everywhere. Out of 15 pits visited by the author, only four contain industry. This includes four pits in the area of the Weezeterrace (ca. 4 x 1 km), in only two of which artefacts are constantly encountered, in the other two not; this is a mirror of the situation on the surfaces of many terraces with industry. Again: if here geofacts, presented as artefacts, are collected, we should find them in all places.

4.1 A recently found typical artefact: a cleaver

Here follows the description of this cleaver, mentioned in connection with the Tertiary-quartzite-flakes, on one of which it is made. The dimensions are:

L = 172, B = 122, Th = 68 (mm); W = 1,51 kg. The tool is made on a flake of the a. m. Tertiary-quartzite, from which the bulbous has been removed; the striae of radiation are, however, strongly expressed and easy to recognize. The form of the piece is parallel-sided with a pointed butt. The edge is slightly oblique. The ventral face shows lateral retouch, partly invasive. The dorsal face is worked around the butt. The working edge is battered (use; river; refreshing?). This cleaver fits well in the line of cleavers known from the Spanish Meseta, as in Pinedo and El Sartalejo (QUEROL 1979; SANTONJA 1985). It does not show the elegance known from many north-african cleavers; here the difficult lithic material intervenes unfavourably, but for an artefact of over 783 000 years it is well worked.

4.2 Kirchhellen and Weeze: conclusions

The research of the period after 1992 does produce a certain shift in accent, but the first statement is still fully valid, even strengthened: Kirchhellen and Weeze are paleolithic sites with industry, in Weeze older than 783 000 y., in Kirchhellen either somewhat younger than the Matuyama/Brunhes-limit at 783 000 y., or perhaps elder, with further clarification hopefully in the future. One has to accept, that in this type of site - fluvial terraces with rolled/eolized/patinated artefacts - the recognition and acceptance of the anthropogene origin of the specimens in question, which are part of a complex of pieces difficult to interpret, demand differentiation as well as an unusual degree of specialised experience.

5 Summary

The essential points in the afore mentioned text are:

1. It is possible to find altered, sparsely retouched artefacts in fluvial terraces and other pebble-accumulations: it can be learned, but needs intensive training and a certain talent.
2. It is not possible to establish rigid general "criteria" to distinguish between arte- and geofacts.
3. Each worker, engaged with such sites, has:
 - to gather a wide knowledge of such artefacts,
 - to gather a broad knowledge of the general geofact-creation,
 - to start at each site anew to study conditions and context, which can successfully only be done by someone intensively experienced in these matters.
4. These problems can only be approached in an empirical way and therefore the years of experience as well as the amount of material seen count.

6 Possibilities for future research

Concluding this paper, possible directions for further research are suggested.

To obtain a closer approximation to the solution of this vital question for prehistory, in our case: how to distinguish artefacts from geofacts, several ways appear open. There are numerous questions of the processes and their possible influences on geofact-production still open, which could be explored; the ideal aim would be to find objective, measurable criteria, which seems at least at present very unlikely. A first possibility would be the extension and enlargement of the studies described in this paper. To observe more pebble-accumulations should increase knowledge and assist in closer limiting the area of the gray zone between artefacts and geofacts, apart from increasing and spreading personal experience. In addition, one may, even if to the author this does at least at present not seem a good prospect, attempt the study and description of the complete surface of selected limited areas on pebble-accumulations, in sq-metres or complete bancs, and see, if this produces new impressions.

Another approach would be to form a conception of the forces necessary to move coarser pebbles in the rivers and to damage each other, producing geofacts, which may occasionally mimic artefacts. This would mean to enter the complex of sedimentology concerned with the dynamics and forces in rivers, their calculation and the analysis of the morphometry of pebbles. (See REINECK & SINGH 1980, numerous references).

To the author it seems a basic necessity to study as many aspects as possible of the processes in rivers and to recognize the framework of conditions and factors in the role of geofact-production, which plays only a secondary part in the total process and of this limited part pseudo-artefact-production in its turn plays again only a less important role. But detailed knowledge of the context may assist in achieving better understanding of the facts, important to prehistory, still accepting that a „gray“ zone of indeterminable pieces will always exist under the highly complex conditions.

A different line of approach would be to systematize technical characteristics on postulated artefacts. The above described cleaver (4.1.) could serve as an example. Traces of damages, which are postulated to be anthropogene, are visible; listing all the scars plus the modifications of the pebble-body reaches a point where, in comparison with cleavers from collections from similar circumstances as well as the geofacts typical for the site concerned, a decision should be facilitated. In our case, the cleaver, it becomes apparent, that the possibility of a conformity by hazard with a geofact can be overwhelmingly excluded, especially if such piece is found on a site where other artefacts have already been found.

The following could be another possibility: in a conversation this remark was made: the experience,

the numerous artefacts of the type with which we are concerned and as well the geofacts, which you have both seen and memorized, can never be stored and programmed in a computer. At least to the authors knowledge this has not been tried.

On a very different level inquiries might be started: how far are possibilities explored, that in other disciplines of science, for instance cristallography, petrography, mineralogy, engineering, physics or others, in this period of fast developments new knowledge, technics and experiences exist, which could lead to advances in the solution of our problem, perhaps even a first step to objective criteria. The great majority of recent new scientific and technical developments came from interdisciplinary cooperation: this problem is a typical case for such.

7 References

- CHLACHULA, J. (1992): Une industrie calcaire du paléolithique en Moravie (Republique Tchèque). *Anthropologie* XXX/3, p. 241-267.
- HAHN, J. (1991): Erkennen und Bestimmen von Steinartefakten. *Archaeologica Venatoria*, **10**: 314 p., 110 fig. Tübingen.
- JACOB-FRIESE, K. H. (1949): Die Altsteinzeitfunde aus dem Leinetal bei Hannover. Veröffentlichungen der Urgeschichtlichen Sammlungen des Landesmuseums zu Hannover, **10**: 133 p., 3 graph., 1 tab., 56 fig.
- JUSTUS, A. (1988): Steinartefakte vom Wannenvulkan bei Saftig, Eifel. Magisterarbeit Univ. Köln.
- LEAKY, M. D. (1994): Olduvai Gorge. Excavations in Bed III, IV and the Masek Beds 1968 - 1971. 327 p., 10 fig., 10 tab., 26 pl., Cambridge.
- LUMLEY, de., H. (1971): Le Paléolithique inférieur et moyen du Midi Méditerranéen dans son Cadre Géologique, **II**: Bas Languedoc-Roussillon-Catalogne. V. supplément a Gallia Préhistoire: 25 p., 299 fig. CNRS, Paris.
- MACRAE, R. J. & MOLONEY, N. (Hrsg.) (1988): None-Flint-Stone Tools and the Paleolithic Occupation of Britain. BAR British Series. 189: 263 p., 77 pl., 41 tab. Oxford.
- PATTERSON, L. W. (1983): Criteria for Determining the Attributes of Man-Made Lithics. *Journal of Field Arch.* **10**: 297-307.
- ROEBROEKS, W. (1993): The Earliest Occupation of Europe: a Reappraisal of Artefactual and Chronological Evidence. ESF-Conference Nov. 1993, Tautavel/France.
- QUEROL, M. A. & SANTONJA, M. (1979): El Yacimiento Achelense de Pinedo. Excavaciones Arqueológicas en España. **106**. 181 p., 21 tab., 82 pl., Ministerio de Cultura, Madrid.
- SANTONJA, M. (1985): El yacimiento achelense de El Sartalejo. (Valle del Aragon, Cáceres). Series de Arqu. Extremena. 111 p., 35 fig., Cáceres.
- SCHMUDE, K. (1992): Zwei cromerzeitliche Artefakt-Fundplätze in der Jüngerer Hauptterrasse am Niederrhein. *Eiszeitalter & Gegenwart*, **42**: 1-24. Hannover.
- TAVOSO, A. (1978): Le Paléolithique Inférieur et Moyen du Haut-Languedoc. Etudes Quaternaires, Mem. No. **5**, Université de Provence. IPH. 404 p., 148 fig., Paris.



Plate 1/Tafel 1:

1. Geofact on limestone, simulating "chopping tool".

1. Kalkstein-Geofakt, „Chopping-tool“-ähnlich.

2. Geofact on limestone, simulating "nucleus".

2. Kalkstein-Geofakt, „Kern“-ähnlich.

1. and 2. show typical pieces created by wave action on flat pebbles on a beach. Origin: beach near Biarritz, Bay of Biscay.

1. und 2. zeigen typische Stücke, die durch Wellen-Schlag an flachen Geröllen auf einem Strand entstanden.
Herkunft: Küste bei Biarritz, Golf von Biskaya.

3. Geofact-flake; same origin as 1. and 2.

3. Geofakt-Abschlag; selbe Herkunft wie 1. und 2.

4. Undamaged quartzite-pebble from the same beach as (1), (2) and (3). In contrast to the limestone-geofacts, the quartzite-pebbles are only in extremely few cases flaked and then with very small scars of only ca. 0,5 - 1,0 cm. If damaged, this is along crevices.

4. Unbeschädigtes Quarzitzeröll vom selben Strand wie (1), (2) und (3). Im Gegensatz zu den Kalkstein-Geofakten sind die Quarzitzerölle nur in äußerst seltenen Fällen bestossen und dann mit sehr kleinen Negativen von nur ca. 0,5 - 1,0 cm. Sind sie beschädigt, so ist dies längs Klüften.

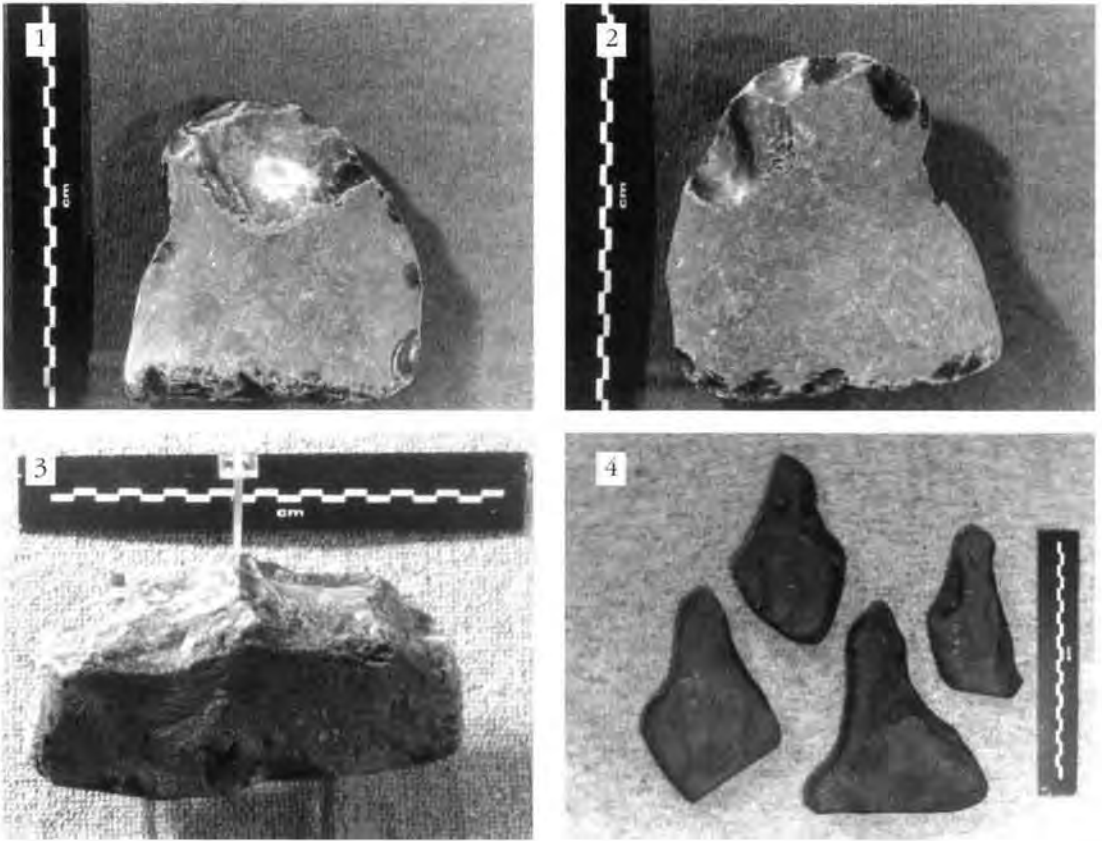


Plate 2/Tafel 2

1. and 2. The damage of this geofact on flint (silex) follows the same pattern as seen on Plates 1 and 2. Found isolated, such a piece could by a less experienced person be taken for an artefact. Origin: Danish Isle of Møn. Beach below the famous cliffs.
1. und 2. Die Beschädigung dieses Flint-Artefacts folgt demselben Muster wie auf Taf. 1 und 2. Als isolierter Fund könnte solch ein Stück von einer wenig erfahrenen Person für ein Artefakt gehalten werden. Herkunft: Dänische Insel Møn. Strand unterhalb der berühmten Kliffs.
3. Flint-geofact from the beach of the Baltic Sea near Eckernförde, simulating a "chopper". This damage is caused by the transport of the moraine and/or wave-action. If one follows the criteria from group B, this piece might be anthropogene.
3. Flint-Geofakt vom Ostsee-Strand bei Eckernförde, ähnlich einem „chopper“. Diese Bestossung wurde durch den Transport in der Moräne und/oder den Wellenschlag verursacht. Folgt man den Kriterien der Gruppe B, könnte dieses Stück anthropogen sein.
4. Pick- or point-like geofacts on plates of devonian quartzitic sandstone in the bed of the river Sieg, near Eitorf. Theoretically these long, slender points should be broken off, but they are typical for this stretch of the river.
4. Pick- oder Spitzen-artige Geofakte an plattigem Geröll des devonischen quarzitären Sandsteines im Bett des Flusses Sieg, bei Eitorf. Theoretisch müssten diese langen, schlanken Spitzen abgebrochen sein, sie sind aber typisch für diesen Teil des Flusses.

Zur Problematik der pleistozänen und holozänen Vergletscherung Süd-Kamtschatkas - erste Ergebnisse bodengeographischer Untersuchungen

WOLFGANG ZECH, RUPERT BÄUMLER, OKSANA SAVOSKUL & GERLINDE SAUER*)

Pleistocene, Early Wisconsin, Holocene, Glaciation, Soil development, Kamchatka

Kurzfassung: Im Plotnikovagebiet westlich von Petropavlovsk, Süd-Kamtschatka, lassen sich mindestens zwei Talmoränenkomplexe (M1 und M2) mit dazugehörigen Terrassensystemen nachweisen. Die älteren sogenannten M1-Moränen reichen bis auf ca. 300 m ü. M. herab; sie haben weiche, verwaschene Konturen. Die jüngeren M2-Moränen schließen sich ab etwa 350–450 m an; ihr Relief ist unruhig, reich an Toteislöchern und Wallformen. Die Böden dieser Moränen und der korrespondierenden T1- bzw. T2-Terrassen unterscheiden sich bezüglich Verwitterung und Verbraunung nur geringfügig. So weisen die M1- bzw. T1-Böden kräftigere Kryoturbationen auf sowie deutlichere Verwitterungsstadien am Bodenskelett. Jedoch fehlen Hinweise auf eine interglaziale Überprägung z. B. in Form tonreicher Unterbodenhorizonte. Alle Böden weisen außerdem 3–4 Tephralagen auf, die auf folgende Eruptionen zurückgeführt werden können: Tephra 1 = Opala, 1400–1500 a BP; Tephra 2 = Ksudach 1, 1700–1800 a BP; Tephra 3 = Ksudach 2 = 6000 a BP; Tephra 4 = Kuril Lake Il'inskay, 7600–7700 a BP (BRAITSEVA et al. 1992). Wir nehmen deshalb an, daß die M1-Moränen nicht ins Mittelpleistozän, sondern ins Spätpleistozän einzuordnen sind, und kein Interglazial sie von den M2-Moränen trennt. Vielmehr lassen die Befunde vermuten, daß die M1-Moränen während einer frühen Phase des Spätpleistozäns, die M2-Moränen während einer späteren Periode des Spätpleistozäns abgelagert wurden. Dieses Ergebnis macht wahrscheinlich, daß in Kamtschatka, im Gegensatz zu Mitteleuropa, die Gletscher in einer früheren Phase des Spätpleistozäns (vergleichbar dem Frühwürm) weiter ins Tal vorgestoßen sind, als während der später folgenden Perioden.

Tephrochronologische Untersuchungen einer Bodensequenz auf Stümmoränen von 350–1000 m ü. M. im Topolovajatal ergeben, daß diese bis ca. 930 m ü. M. stets Tephra 1, 2, 3 und 4 aufweisen und damit älter als 7600/7700 Jahre BP sind, also zu hoch- und spätglazialen, evtl. auch frühholozänen Gletschervorstößen gehören. Erst die Stümmoränen in ca. 980 m zeigen lediglich Tephra 1 und 2; sie sind somit älter als 1700/1800 Jahre BP, aber jünger als 6000 Jahre BP. Vermutlich korrelieren sie mit mittelholozänen Eisvorstößen. In ca. 1000 m Höhe liegen zwei weitere frische

Wallmoränen mit initialer Bodenbildung, die nach den lichenometrischen Befunden während der sog. „kleinen Eiszeit“ gebildet wurden. Tephralagen treten nicht mehr auf.

[Pleistocene and Holocene glaciation in South Kamchatka - first results of soil geographic studies]

Abstract: In the Plotnikova Valley, west of Petropavlovsk in South Kamchatka, two valley drift complexes can be identified. They are correlated with glaciofluvial terraces. The older, so called M1-moraines descend to about 300 m a.s.l. corresponding with the T1-terraces; they are smooth and vague-shaped, without kettles. The younger, so called M2-moraines descend to 350–450 m a.s.l.; their relief is well formed and rich in kettles and ridges, and they are connected with the T2-terraces. The soils developed on these drifts and terraces do not differ significantly with respect to colour and weathering intensity. Soils of the older drift and terraces reveal stronger cryogenetic disturbances and their boulders and gravels are characterized by more pronounced weathering crusts in comparison to the younger drift and terraces. No features indicating interglacial weathering can be identified in the subsoils. But all soils are stratified by 3–4 tephra layers, due to the following eruptions: tephra 1 = Opala, 1400–1500 a BP; tephra 2 = Ksudach 1, 1700–1800 a BP; tephra 3 = Ksudach 2 = 6000 a BP; tephra 4 = Kuril Lake Il'inskay, 7600–7700 a BP (BRAITSEVA et al. 1992). According to these results it is supposed that both moraines indicate Late Pleistocene glaciation; the M1 drift was deposited during an early phase of the Late Pleistocene, the M2 drift characterizes a second phase of the Late Pleistocene, separated only by an interstadial, not by an interglacial. In contrast to Middle Europe, early Late Pleistocene glaciation has been more pronounced than Late Pleistocene second phase glaciation. Studying soil development on frontal moraines along a sequence from 350 to 1000 m a.s.l. in the Toplovaya-Valley it was found that up to about 930 m a.s.l. all soils are stratified by tephra 1–4 layers, indicating that the age of the corresponding moraines is older than 7600/7700 a BP. Drift in about 980 m a.s.l. shows only tephra 1 and 2. These moraines are older than 1700/1800 a BP, but younger than 6000 a BP. Probably they indicate a glacial advance during the middle Holocene (Neogacial). In 1000 m a.s.l. two additional ridges can be identified, well formed with initial soil formation but without tephra. According to the lichenometric results they characterize snow and ice accumulations during the so-called "Little Ice Age".

*) Anschriften der Verfasser: Prof. Dr. W. ZECH, Dr. R. BÄUMLER, G. SAUER, Lehrstuhl Bodenkunde und Bodengeographie, Universität Bayreuth, Postfach 101251, D-95440 Bayreuth. Dr. O. SAVOSKUL, Geographisches Institut, Russische Akademie der Wissenschaften, Starmonetny per. 29, Moskau, 109017

1 Einleitung und Problemstellung

Die Gebirge der Halbinsel Kamtschatka (geographische Breite etwa 51-61°N, und geographische Länge um 160°E) weisen verbreitet rezente Gletscher auf. Im Südtail reichen diese z. B. am Awatscha (2741 m ü. M.) in Form schuttbedeckter Loben bis auf ca. 800 m herab; am Klutschesvkaja (4750 m ü. M.) in Zentralkamtschatka finden sich perenne Schnee- und Eisrinnen bis in Tiefen von ca. 1600 m. Im Pleistozän waren auch die Tieflagen vergletschert, wie zahlreiche morphologische Befunde belegen. Dazu zählen trogförmige Talquerschnitte, Rundhöcker, Kare,

Transfluenz-Pässe, Toteislöcher und Moränen in Verbindung mit fluvioglazialen Schotterfluren. Dies wurde bereits früh erkannt und beschrieben (z. B. TSCHERBAKOV 1938, 1940, 1941; KUSCHEV & LIVEROVSKIJ 1938, 1940; VLASOV 1959a, 1959b; KOSCHEMIANKO 1966). Auch pollenanalytische Befunde belegen Kaltzeiten (BRAITSEVA et al. 1968). Allerdings besteht keine Übereinstimmung bezüglich der Frage, wann und wie oft Kamtschatka während des Pleistozäns vergletschert war. Die umfangreichsten Untersuchungen stammen von BRAITSEVA et al. (1968). Danach war Kamtschatka während des Frühpleistozäns nicht vergletschert, wohl u. a. eine Folge der zu die-

Tab. 1: Mögliche stratigraphische Zuordnung der M1- und M2-Talморänen.
Table 1: Potential stratigraphical classification of the M1 and M2 moraines.

Hypothese	M1-Moränen	M2-Moränen
A)	Spätpleistozän, Phase 1 (Frühwürm)	Spätpleistozän, Phase 2 (Hochwürm)
	Die mittelpleistozäne Vergletscherung war schwächer als die spätpleistozäne, die ganz Kamtschatka bedeckte; die M1-Talморänen dokumentieren somit Grundmoränen der besonders mächtigen Vergletscherung während der Phase 1 des Spätpleistozäns, die annähernd dem Frühwürm entsprechen soll.	
B)	Spätpleistozän, Phase 1 (Frühwürm)	Spätpleistozän, Phase 2 (Hochwürm)
	Die mittelpleistozäne Vergletscherung bedeckte ganz Kamtschatka und reichte z. T. bis in das Meer hinein.	
C)	Mittelpleistozän	Spätpleistozän
D)	Spätpleistozän, Stadium 1 der Phase 2	Spätpleistozän, Stadium 2 der Phase 2
	Die dem Frühwürm entsprechende Phase 1 des Spätpleistozäns war schwächer ausgeprägt, als die dem Hochwürm entsprechende Phase 2. Jedoch weist Phase 2 mehrere Stadiale auf.	
E)	Spätpleistozän, Phase 2 (Hochwürm)	Spätglazial
	Die dem Frühwürm entsprechende Phase des Spätpleistozäns war schwächer ausgeprägt, als die dem Hochwürm entsprechende Phase 2. Die M2-Moränen kennzeichnen ausgeprägte spätglaziale Eisvorstöße, deren Maximum fast die Ausdehnung der spätpleistozänen Vereisung erreichte.	
F)	Spätglazial, Stadium 1	Spätglazial, Stadium 2
	Die Vereisung während des maximalen Gletschervorstoßes im Spätpleistozän bedeckte ganz Kamtschatka; die hier beschriebenen Talморänen kennzeichnen spätglaziale Eisvorstöße.	

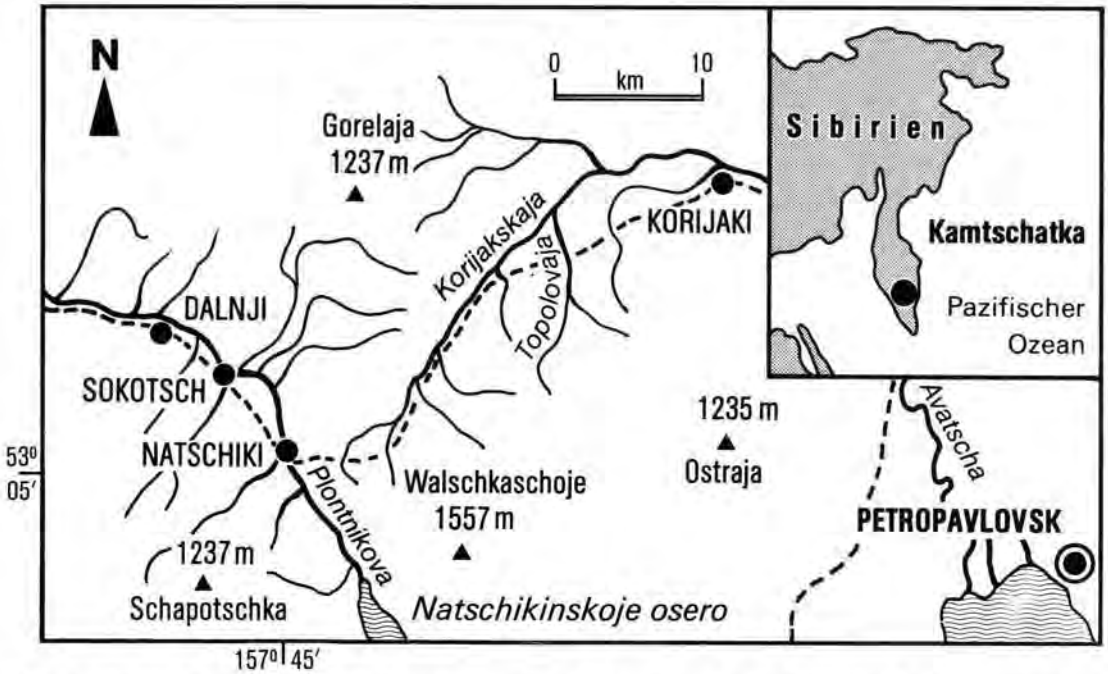


Abb. 1: Lage der Arbeitsgebiete im Plotnikova-Tal südlich Natschiki, und im Topolovaja-Tal. Kartenausschnitt aus Generalnjsi schtab Nr. 14-75-3/NS7-B, Petropavlovsk-Kamtschatskji, 1:500000, 1963.

Fig. 1: Location of the working area in the Plotnikova Valley (south of Natschiki) and the Topolovaja Valley.

ser Zeit noch geringen tektonischen Heraushebung. Im Gegensatz dazu gab es im Mittelpleistozän eine kräftige Vergletscherung, von der aber keine Moränen erhalten sein sollen, lediglich Zeugen in Form „alter“ Trogtäler und fossiler, in der Kamtschatkadepression begrabener Sedimente. Während des Spätpleistozäns soll fast die gesamte Halbinsel (z. T. bis ins Meer hinein) von einem Eispanzer bedeckt gewesen sein. Die mittelpleistozänen Vergletscherungen hätten danach eine geringere Ausdehnung ausgewiesen als die spätpleistozänen.

Die in den Tallagen verbreitet vorkommenden, auf kräftige Talvergletscherung zurückzuführenden Moränen datieren BRAITSEVA et al. (1968) ebenfalls ins Spätpleistozän. Der tiefer reichende Moränenkomplex (hier M1-Moränen genannt; bis auf ca. 3400 m ü. M.) ist morphologisch wenig differenziert, wirkt verwaschen und läßt keine Wallstrukturen erkennen. Die unmittelbar talaufwärts, d. h. wenig höher liegenden sogenannten M2-Moränen, sind morphologisch frisch und weisen deutliche, teilweise gestaffelte Wallstrukturen sowie Toteislöcher und Umfließungsrinnen auf. Nach BRAITSEVA et al. (1968) gehören diese beiden Moränenkomplexe zu einer Kaltzeit. Im Gegensatz dazu bezeugen nach VLASOV & TSCHEMENKOV (1950), sowie VLASOV (1959 a, b) und LAPSCHIN (1963) die beiden Moränengenerationen zwei eigenständige Kaltzeiten, vermutlich mittel- und spätpleistozänen Alters.

In Gesprächen mit Frau Dr. O. A. BRAITSEVA, Herrn

Dr. I. V. MELEKESTSEV (Institute of Volcanic Geology and Geochemistry, Petropavlovsk) und Herrn Dr. J. D. MURAVJEV (Institute of Volcanology, Petropavlovsk) wurden noch weitere Hypothesen diskutiert, die in Tabelle 1 zusammengefaßt sind.

Für das Holozän belegen BRAITSEVA et al. (1968) zwei Gletschervorstöße. Den ersten um etwa 2000 Jahre BP, den zweiten um 1850. SOLOMINA et al. (1995) konnten darüber hinaus aufgrund lichenometrischer Erkundungen einen dritten Vorstoß vor etwa 300 Jahren wahrscheinlich machen.

Ausgehend von diesen Befunden war es das Ziel unserer Untersuchungen, folgende Fragen zu überprüfen:

1. Wie unterscheiden sich die Böden der beiden Moränenkomplexe sowie jene der dazugehörigen T1- und T2-Terrassen vom Profilaufbau her, und lassen sich daraus Hinweise auf das relative Alter der entsprechenden Sedimente ableiten?
2. Wie verändert sich der Profilaufbau der Böden mit zunehmender Höhenlage, und ergeben sich daraus Rückschlüsse auf eventuelle holozäne Gletschervorstöße?

2 Ergebnisse

2.1 Bodenbildung auf M1- und M2-Moränen sowie auf T1- und T2-Terrassen im Plotnikova-Tal

Als Arbeitsschwerpunkte wählen wir das Plotnikova- sowie das Topolovaja-Tal, ca. 90 bzw. 60 km

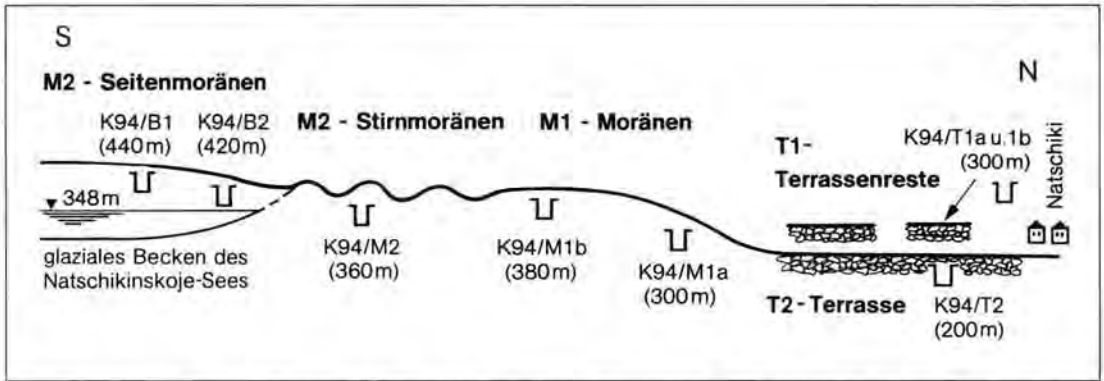


Abb. 2: Schematische Darstellung glazialer und fluvioglazialer Formen im Plotnikovatal, 90 km westlich von Petropavlovsk, Südkamtschatka (= Bodeneinschläge, B = Bohrungen).

Fig. 2: Schematic sketch of glacial and fluvioglacial deposits in the Plotnikova Valley, 90 km west of Petropavlovsk, South-Kamchatka (┌ = soil pits, B = auger profiles)

westlich von Petropavlovsk (Abb. 1). Betrachten wir zunächst das Plotnikova-Tal. Der Fluß Plotnikova entspringt im Zungensee-Becken des Natschikinskoje Sees. Das weite Tal der Plotnikova wird durch einen tektonischen Graben entlang einer nordwestlich verlaufenden Verwerfungslinie gebildet. Südlich der Ortschaft Natschiki weist das Plotnikova-Tal in etwa 200 m ü. M. ausgedehnte Schotterflächen auf, und zwar ca. 10 m über den rezenten Flußläufen (T2-Terrassen), die überwiegend landwirtschaftlich genutzt werden. Vereinzelt sind etwa 2 km nordwestlich des Ortes Sokotsch etwa 20 m über dem rezenten Flußniveau Reste älterer Terrassen nachweisbar (T1-Terrassen).

Etwa 3 km südlich von Natschiki gehen im oberen Plotnikova-Tal die T2-Schotter über in die sogenannte M1-Moräne, die kein ausgeprägtes Mikror relief erkennen läßt, dagegen geglättet, abgeflacht und „verwaschen“ wirkt. Es fehlen wallförmige Ablagerungen und Toteislöcher. Noch weiter südlich folgen talaufwärts in ca. 350 - 340 m ü. M. mehrere wallförmige Strukturen, die wir einem weiteren Moränenkomplex (M2) zuordnen und als Stirrmoränen interpretieren. Sie umspannen z. T. bogenförmig das glaziale Becken des Natschikinskoje-Sees, der vom Plotnikova-Fluß nach Nordwesten entwässert wird. Besonders auf der NW-Seite des Seebeckens gehen diese Stirrmoränen in typische Ufermoränen über. Abb. 2 zeigt eine schematische Skizze mit der Abfolge der verschiedenen glazialen und fluvioglazialen Formen des Plotnikova-Tals südlich Natschiki, sowie die Punkte, wo Bodenprofile angelegt, bzw. Bohrprofile beschrieben wurden. Die Höhe der Gipfflur der umgebenden Berge liegt im Arbeitsgebiet zwischen 1000-1500 m ü. M. Rezente Vergletscherung ist nicht mehr vorhanden. Die Profile der T1-Terrasse wurden 2 km südwestlich von Sokotsch auf den Resten des 20 m Terrassenniveaus angelegt.

Profil T2 wurde direkt bei Natschiki aufgenommen. Die Profile M1a und M1b befinden sich südlich von Natschiki in Ober- und Mittelhanglage der M1-Ablagerungen, M2 wiederum südlich davon am Oberhang eines Stirrmoränenwalls des M2-Moränenkomplexes.

Bevor wir auf Einzelheiten des Profilaufbaus der Moränen und Terrassen im Plotnikova-Tal eingehen, erscheint es sinnvoll, die Tephra-Stratigraphie der Böden in Süd-Kamtschatka nach BRATSEVA et al. (1968, 1992) zu erklären. Wie in Abb. 3 dargestellt, finden sich in ungestörter Lagerung bis zu vier Leittephraablagerungen, deren ¹⁴C-Alter die Zeitspanne von 1400/1500 bis 7600/7700 Jahre BP umfaßt. Tephra 1, 2 und 4 sind i. d. R. hellgrau, während die besonders mächtige Tephra 3-Lage rötlich gefärbt und an der Basis grobkörniger ist. Tephra 4 ist nur schwach ausgeprägt, z. T. fehlt sie ganz.

Betrachten wir im folgenden zunächst die Horizontfolge der Böden auf der T2-Terrasse (Abb. 4, Tab. 2), so erkennt man eindeutig die Tephra 1-, Tephra 2- und Tephra 3-Lagen, während Tephra 4 nicht mit Sicherheit auszumachen ist. Zwischen Tephra 1 und Tephra 2, sowie zwischen Tephra 2 und Tephra 3 haben sich fossile Ah-Horizonte erhalten, ebenso unterhalb Tephra 3. Der IV Ah-Horizont unterhalb Tephra 3 (Abb. 4) dokumentiert maßgeblich die Bodenbildung während des holozänen Klimaoptimums, während die III Ah- und III AB-Horizonte zwischen 6000-1700/1800 a BP gebildet wurden. Der geringmächtige II Ah-Horizont zwischen Tephra 1 und Tephra 2 hatte dagegen nur eine kurze Entwicklungszeit von ca. 300 Jahren. Unterhalb des IV Ah-Horizontes folgen rostfleckige, relativ geringmächtige verbräunte Lagen, mit vielfach hochkant gestellten Steinen und plattigem Gefüge sowie schwachen kryoturbaten Verwürgungen, bis dann in etwa 80-100 cm Bodentiefe die Schotter der T2-Terrasse beginnen. Diese Befunde machen wahr-

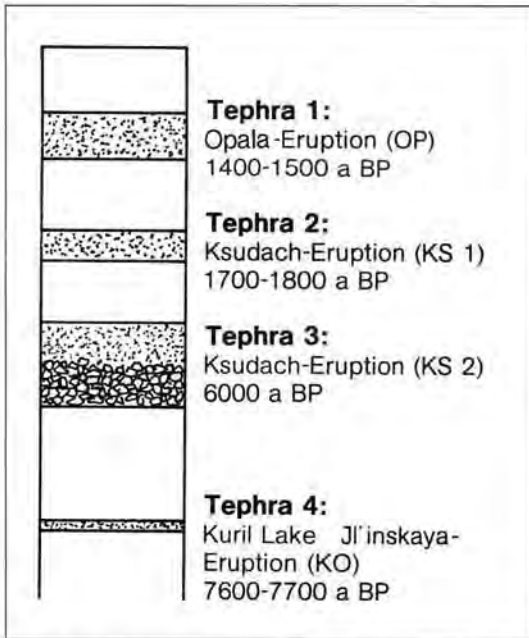


Abb. 3: Abfolge der Tephra-Lagen in ungestörten Bodenprofilen Süd-Kamtschatkas, ihr ^{14}C -Alter sowie die zugehörigen vulkanischen Ereignisse (nach BRAITSEVA et al. 1968, 1992).

Fig. 3: Tephra-stratigraphy of undisturbed soil profiles in South-Kamchatka, their radiocarbon age, and corresponding volcanic events (according to BRAITSEVA et al. 1968, 1992).

scheinlich, daß nach Ablagerung der T2-Schotter, während der Frühphasen der Bodenbildung intensiver Frostwechsel herrschte; bodengenetisch gesehen, entwickelten sich damals Tundregleye. Die Existenz geringmächtiger fossiler Ah-Lagen im V GCv-Horizont weist auf kürzere, wärmere Zeitabschnitte hin.

Einen ähnlichen Profilaufbau weisen die Böden der T1-Terrasse auf, jedoch deuten sich im Vergleich zur T2-Terrasse folgende Unterschiede an (Abb. 4, Tab. 2):

– Die verbräunten Horizonte unterhalb Tephra 3 sind etwas mächtiger, jedoch nicht tonreicher. Die Verbräunung selbst ist nicht besonders intensiv. Die $\text{Fe}_\text{o}/\text{Fe}_\text{d}$ -Quotienten der unterhalb Tephra 3 folgenden Horizonte schwanken in Profil K 94/T2 zwischen 0,23-0,58, in Profil K94/T1a zwischen 0,27-0,60 und in Profil K94/T1b zwischen 0,55-0,83. Auch die Fe_d -Werte (Abb. 5) lassen keine Hinweise auf besonders intensive Verwitterung der Unterböden von T1-Terrassen erkennen. Stets finden sich die höchsten Fe_d -Werte in den jüngeren T2-Böden. Die T1-Schotter beginnen zwischen 100-170 cm Bodentiefe, während auf der T2-Terrasse die Schotter zwischen 80-100 cm Tiefe anstehen.

– Die kryptorbaten Störungen der Unterbodenhorizonte der T1-Böden sind wesentlich ausgeprägter.

Auch größere Gesteinsbruchstücke sind dort senkrecht gestellt; z. T. weisen sie Frostsprengung auf.

– Die T1-Schotter der Unterboden-Horizonte lassen z. T. Verwitterungsrinden erkennen, einzelne Steine sind mürbe, bzw. in situ verwittert, jedoch sind die entsprechenden Horizonte nicht stärker verlehmt und verbräunt.

Ergebnisse dieser Art machen wahrscheinlich, daß zwischen der Ablagerung der T1- und T2-Schotter kein längerer, wärmerer Zeitabschnitt in Form eines Interglazials lag. Nach ARKHIPOV et al. (1986) ist nämlich davon auszugehen, daß das Interglazial zwischen Mittel- und Spätpleistozän in NE-Sibirien wärmer war als die Jetztzeit, was sich in Form einer intensiveren Verbräunung und Verlehmung in den T1-Unterböden nachweisen lassen sollte (BÄUMLER et al. 1991). Wohl aber sind unsere Befunde mit der Existenz eines Interstadials zwischen der Ablagerung der T1- bzw. T2-Terrassen gut zu erklären.

Wenden wir uns nun der Bodenbildung auf den Moränen zu. Das Profil K94/M1a in Hanglage (Abb. 4, Tab. 2) weist wie die Schotterböden die drei jüngeren Tephralagen 1, 2 und 3 auf, jedoch ist Tephra 2 nicht band- bzw. lagenförmig erhalten, sondern diskontinuierlich, vermutlich durch Solifluktion gestört. Rostfleckigkeit beginnt bereits in 30 cm Bodentiefe (= III GBAh). Hangwasserzug tritt über dem stark verdichteten Unterboden auf. Unterhalb Tephra 3 folgt zunächst – allerdings nur stellenweise – der IV Ah-Horizont, dessen Genese wir in das holozäne Klimaoptimum legen. Der nächst tiefere V GBv-Horizont markiert einen Schichtwechsel. Er ist etwas kräftiger braun gefärbt, wenig tonreicher und dichter als die hangenden Horizonte. Die obere Grenze zur IV Ah- bzw. zur Tephra 3-Lage bilden kantige, horizontal eingeregelt Gesteine. Die Aggregatoberflächen weisen Toncutane auf. Diese finden sich, wenn auch schwächer ausgebildet, im tieferen, noch verbräunten, skelettreichen und sehr dicht gelagerten V GCvBv-Horizont. Die Untergrenze der Verbräunung ließ sich wegen der zementartigen Verdichtung nicht eindeutig feststellen. Auffallend sind die vereinzelt vorkommenden Verwitterungsrinden der Steine, was mit den Befunden auf der T1-Terrasse übereinstimmt.

Derartige Verwitterungsrinden kennzeichnen auch das Bodenskelett der VI GCv- und IV G Cn-Horizonte von Profil K94/M1b (Abb. 4, Tab. 2). Im Gegensatz zum K94/M1a-Profil in Hanglage, weist das in schwach konkaver Geländedeckung angelegte Profil K94/M1b im Unterboden (VI G Bv) nur eine relativ geringmächtige Verbräunung auf. Toncutane konnten wir nicht identifizieren.

Dies gilt auch für die Bodenprofile auf M2-Stirn- und Ufermoränen (Abb. 4, Tab. 2). Ihre Oberböden lassen stets die jungen Tephralagen 1, 2 und 3 erkennen. Darunter folgen zunächst humose Horizonte

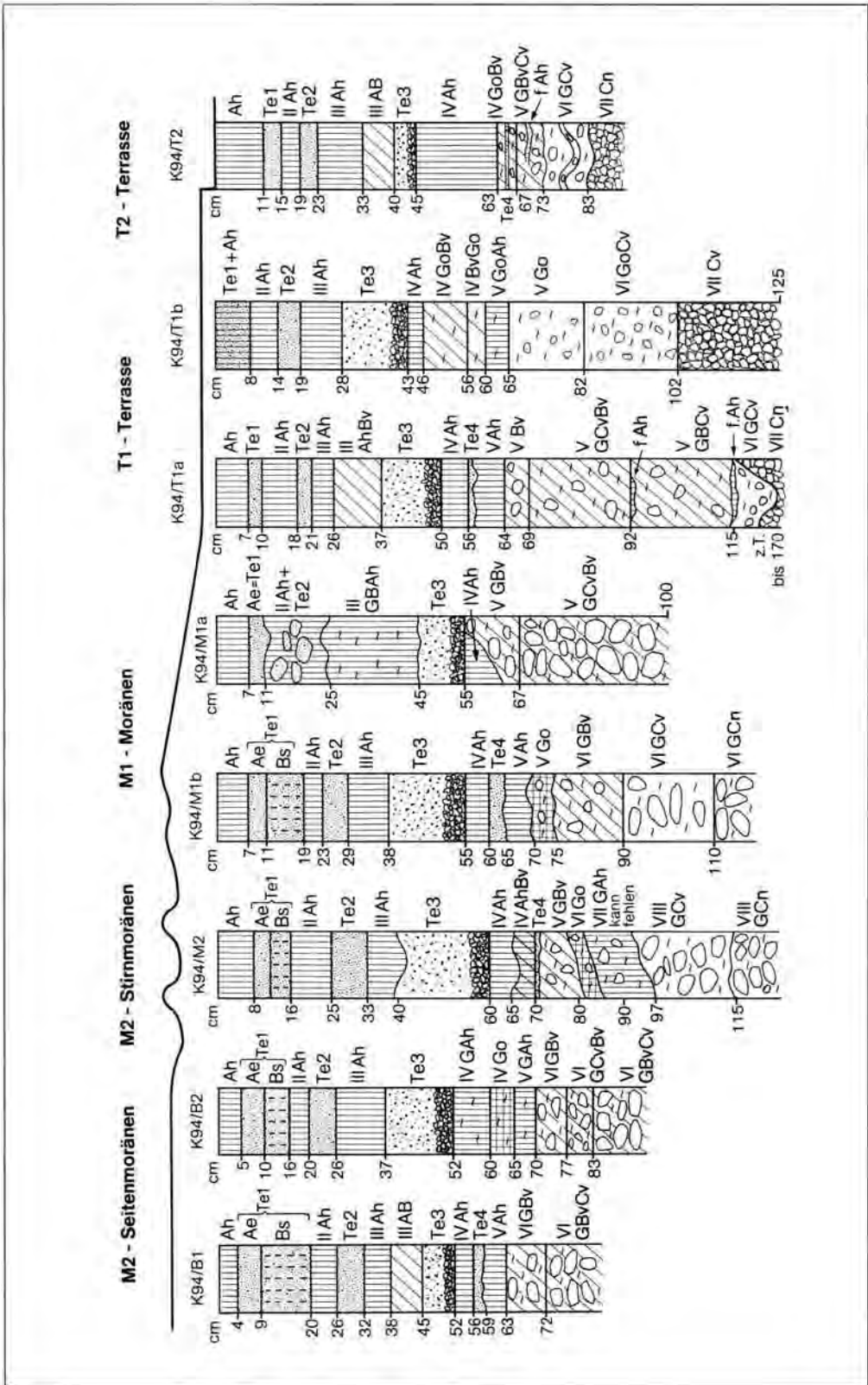


Abb. 4: Horizontfolge der untersuchten Moränen- und Terrassenböden im Plotnikova-Tal.
 Fig. 4: Sequence of soil horizons developed on drift and terraces of the Plotnikova-Valley.

Tab. 2: Beschreibung des Bodenprofils
 Table 2: Description of the soil profiles

Profil Nr. Morphol. Einheit	Horizont- folge	Mächtigkeit cm	Farbe	Textur	Gefüge	Skelett Vol%	Dichte	Besonderheiten	pH CaCl ₂	%C	%N	C/N	Fe _d	Fe _o	$\frac{Fe_o \times 1}{Fe_d}$
K 94/T2	Ah	0-11	7.5YR 2/2	suL	krü	0	sl		4.12	11.39	0.95	12.0	7.0	4.3	61.4
T2-Terrasse	Te1	11-15	7.5YR 4/4	S	sin	0	sl		4.41	1.70	0.15	11.3	3.7	2.8	75.7
	II Ah	15-19	7.5YR 2/2	suL	subpol	0	I		4.39	5.85	0.45	13.0	8.1	6.4	79.0
	Te2	19-23	7.5YR 3/4	S	sin	0	I		4.60	2.78	0.22	12.6	6.3	4.7	74.6
	III Ah	23-33	7.5YR 2/2	U	subpol	0	I		4.62	8.16	0.59	13.8	14.3	21.7	151.7
	III AB	33-40	7.5YR 3/4	sU	subpol	0	I		4.80	6.80	0.42	16.2	20.2	16.2	80.2
	Te3	40-45	7.5YR 4/6	sU	krü	0	I		4.91	5.72	0.37	15.5	24.7	19.1	77.3
	IV Ah	45-63	7.5YR 2/3	U	subpol	< 5	I	Skelettlängsachsen senkr.	4.85	8.80	0.54	16.3	32.8	18.2	55.5
	IV GoBv	63-67	7.5YR 3/4	U	subpol	< 5	I	- " -, rostfleckig	4.88	6.03	0.38	15.9	51.1	12.0	23.5
	V GBvCv	67-73	2.5YR 4/4	sU	plat	10	I	dünne fAh-Hor., schw.rostfl.	5.06	1.56	0.13	12.0	7.7	4.5	58.4
	VI GCv	73-83	7.5YR 4/4	uS	plat	40	md	Kryoturbationen, schw.rostfl.	4.94	0.27	0.03	9.0	7.5	3.2	42.7
VII Cn	83-100+		S	sin	80	I									
K 94/T1a	Ah	0-7	7.5YR 3/2	fS	fkrü	0	sl								
T1-Terrasse	Te1	7-10	7.5YR 6/2	S	sin	0	sl								
	II Ah	10-18	5YR 4/3	suL	subpol-krü	0	I								
	Te2	18-21	7.5YR 5/6	suL	sin-subpol	0	I								
	III Ah	21-26	2.5YR 4/2	U	krü-subpol	0	I								
	III AhBv	26-37	7.5YR 4/4	U	krü-subpol	0	I								
	Te3	37-50	5YR 4/8	sU	fkrü	0	I								
	IV Ah	50-56	7.5YR 4/4	sU	subpol	0	I		5.05	3.03	0.24	12.6	20.5	12.3	60.0
	Te4	56-59	10YR 5/6	sU	subpol	0	I		5.04	2.72	0.19	14.3	14.2	10.4	73.2
	V Ah	59-64	10YR 4/4	sU	subpol	0	I		4.95	2.10	0.15	11.7	19.4	20.7	106.7
	V Bv	64-69	10YR 5/4	sU	subpol	< 5	I	Skelettlängsachsen senkr.	4.89	1.53	0.14	10.9	14.7	8.3	56.5
	V GCvBv	69-92	10YR 4/4	sL	plat	< 10	I	Skelettlängsachsen senkr.	4.84	1.01	0.09	11.2	11.1	4.8	43.2
	V GB Cv	92-115	10YR 4/4	sL	plat	10	md	Skelettlängsachsen senkr.	5.13	0.39	0.04	9.8	8.2	2.3	28.0
	VI G Cv	115-170	10YR 5/2	S	plat	70	d	Kryoturbationen	5.58	0.39	0.04	9.8	6.4	3.9	60.9
VII Cv	170-200+	7.5YR 3/1	S	sin	80	I	Schotter mit Verwitt.rind.	5.25	0.15	0.03	5.0	8.8	2.4	27.2	
K 94/T1b	Te1+Ah	0-8	7.5YR 3/2	sU	fkrü	0	sl		4.37	13.18	0.89	14.8	4.8	2.9	60.4
T1-Terrasse	II Ah	8-14	7.5YR 3/4	sU	fkrü	0	I		4.35	4.84	0.34	14.2	11.6	23.2	200.0
	Te2	14-19	10YR 4/6	uS	sin	0	I		4.54	2.57	0.10	25.7	8.1	6.9	85.1
	III Ah	19-28	10YR 3/4	U	subpol-krü	0	I		4.68	5.13	0.38	13.5	7.9	17.5	221.5
	Te3	28-43	10YR 4/6	sU	subpol	0	I		4.90	4.44	0.30	14.8	26.4	20.4	77.2
	IV Ah	43-46	7.5YR 4/4	uL	subpol	0	md		4.87	4.54	0.31	14.6	26.5	15.1	56.9
	IV GoBv	46-56	10YR 4/6	uL	subpol	0	md		4.67	4.48	0.34	13.2	24.2	20.2	83.4
	IV BvGo	56-60	10YR 4/6	IU	subpol	0	md		4.67	1.81	0.14	12.9	13.5	9.1	67.4
	V Go Ah	60-65	7.5YR 4/4	IU	plat	0	md		4.70	1.93	0.15	12.9	20.7	12.7	61.3
	V Go	65-82	10YR 5/4	uL	plat	< 5	sd		4.71	0.57	0.05	11.4	10.2	5.7	55.8
	K 94/T1b	VI Go Cv	82-102	2.5YR 5/3	uL	plat	< 10	sd		5.31	0.39	0.04	9.8	5.1	-
VII Cv		102-125+	2.5YR 5/3	L	plat	40-50	d		5.33	0.30	0.04	7.5	5.2	-	-

K 94/M1a	Ah	0-7	7.5YR 2/1	fsU	fkrü	0	sl		4.75	11.79	0.69	17.1	3.8	2.4	63.1
M1-Moräne	Ae = Te1	7-11	7.5YR 6/2	S	sin	0	sl		4.30	1.58	0.11	14.4	2.8	1.7	60.7
am Hang	II Ah + Te2	11-25	7.5YR 3/4	sU	subpol	0			4.46	2.94	0.19	15.5	12.5	10.7	85.6
am Hang	III GBaH	25-45	7.5YR 3/4	sU	subpol	0			4.62	5.71	0.37	15.4	20.2	16.2	80.1
	Te3	45-55	5YR 4/6	sU	subpol	0			4.73	5.72	0.34	16.8	23.1	17.7	76.6
	IV Ah	55-60	7.5YR 4/4	sL	plat	10	md	Ton-Cutane a. Aggregatoberfl.	4.64	7.93	0.45	17.6	37.1	27.8	74.9
	V GBv	60-67	7.5YR 4/6												
	V GCvBv	67-100+	10YR 4/6	usL	plat	60	sd	Wasserstau	4.66	1.75	0.12	14.6	19.2	5.3	27.6
K 94/M1b	Ah	0-7	7.5YR 2/1	fsU	fkrü	0	sl								
M1-Moräne	Ae = Te1	7-11	7.5YR 6/2	S	sin	0	sl								
schwach konkave	Bs = Te1	11-19	10YR 5/4	S	sin	0	sl								
Lage	II Ah	19-23	10YR 3/2	sU	subpol	0	lc								
	Te2	23-29	10YR 5/3	S	sin	0									
	III Ah	29-38	10YR 4/2	U	subpol	0									
	Te3	38-55	5YR 4/6	sU	subpol	0									
	IV Ah	55-60	10YR 5/6	U	subpol	0			5.17	3.11	0.20	15.6	17.9	11.5	64.2
	Te4	60-65	10YR 4/6	U	subpol	0			5.12	2.65	0.17	15.6	16.8	11.7	69.6
	V Ah	65-70	10YR 4/4	U	subpol	0			4.98	3.00	0.18	16.7	27.1	14.7	54.2
	V Go	70-75	7.5YR 4/6	U	plat	<10		rostfarben	5.01	6.41	0.36	17.8	40.5	19.8	48.8
	VI G Bv	75-90	10YR 3/4	U	plat	<10	md	Skelettlängsachsen senkr.	5.03	4.05	0.26	15.6	32.1	11.5	35.8
	VI GCv	90-110	10YR 4/3	sL	plat	20	d		4.81	0.62	0.05	12.4	11.1	2.2	19.8
	VI GCn	110-120+	10YR 6/3	sL	plat	50	d		4.71	0.20	0.02	10.0	8.7	1.7	19.5
K 94/M2	Ah	0-8	7.5YR 2/2	fsU	fkrü	0	sl		4.83	8.72	0.46	19.0	3.1	1.8	58.0
M2-Moräne	Ae = Te1	8-12	7.5YR 5/3	S	sin	0			4.55	1.01	0.07	14.4	1.9	1.2	63.1
schwach konkave	Bs = Te1	12-16	10YR 5/6	S	sin	0			4.58	1.42	0.09	15.8	4.2	4.1	97.6
Lage	II Ah	16-25	10YR 3/4	sU	subpol	0			4.56	2.88	0.17	16.9	8.3	8.2	98.7
	Te2	25-33	7.5YR 4/6	u'S	subpol	0			4.79	1.36	0.10	13.6	5.8	5.7	98.2
	III Ah	33-40	7.5YR 4/3	fsU	subpol	0			5.02	2.79	0.16	17.4	25.0	9.8	39.2
	Te3	40-60	5YR 4/8	sU	subpol	0			5.42	2.81	0.19	14.8	24.4	15.2	62.2
	IV Ah	60-65	7.5YR 5/6	U	subpol	0			5.48	3.01	0.20	15.1	27.9	16.2	58.0
	IV AhBv	65-70	7.5YR 4/6	U	subpol	0		an der Basis dünne	5.44	3.19	0.21	15.2	30.5	12.8	41.9
	V G Bv	70-87	7.5YR 4/4	U	subpol	<10		Tephralagen (T4)	5.18	2.49	0.19	13.1	23.0	13.8	60.0
	VI Go	87-93	7.5YR 4/4	U	subpol	<10	md		5.22	3.79	0.28	13.5	65.3	40.7	62.3
	VII GAH	93-97	7.5YR 4/4	-	-	-	-		-	-	-	-	-	-	-
	VIII GCv	97-115	7.5YR 4/4	usL	plat	70	md		5.19	2.65	0.22	12.0	18.7	13.4	71.6
	VIII GCn	115-140+		sL	plat	75	md		5.31	1.28	0.11	11.6	23.6	13.4	56.7

Fortsetzung Tab. 2

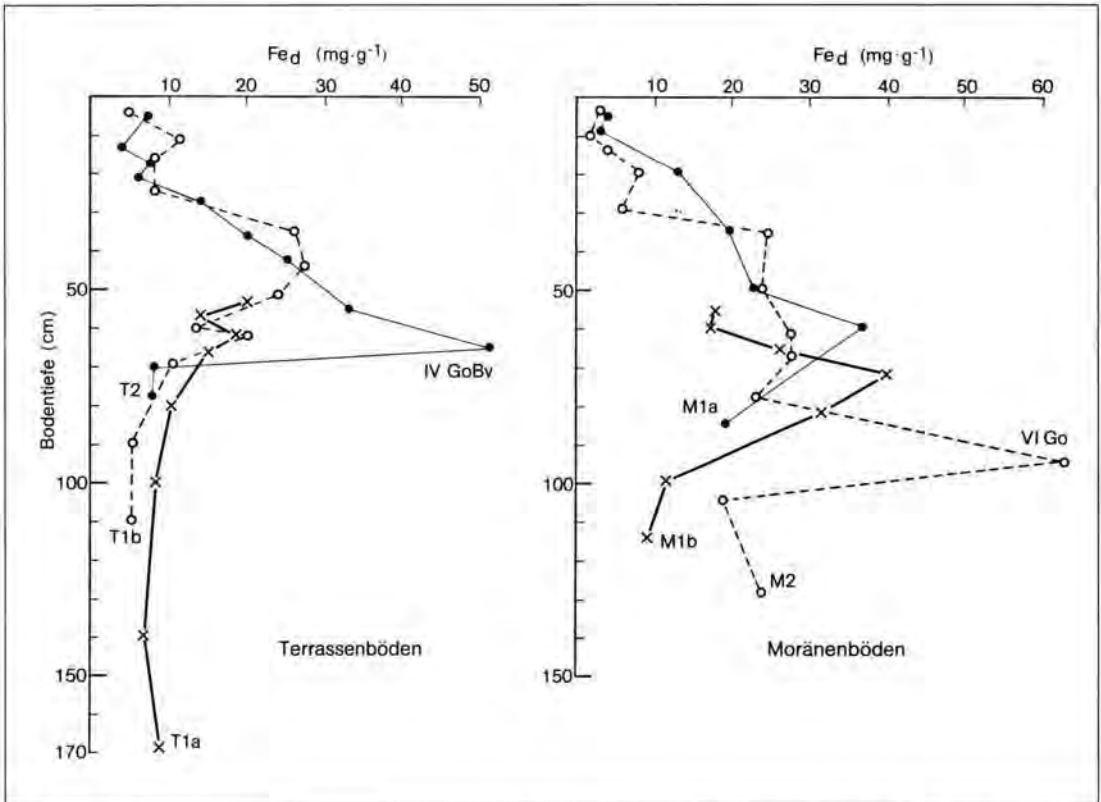


Abb. 5: Tiefenfunktion der Fe_D-Werte in Terrassenböden (links) und Moränenböden (rechts) des Plotnikova-Tales.

Fig. 5: Depth function of Fe_D-values in soils developed on terraces and drift of the Plotnikova Valley.

(z. T. mit Tephra 4 wie in Profil K94/B1, oder mit einem Go-Horizont wie in Profil K94/B2), die in verbrauchte, rostfleckige, vielfach plattig-strukturierte GBv-Lagen übergehen.

Überblickt man diese Befunde, so gilt:

– Die Böden der M1- und M2-Moränen unterscheiden sich im Profilaufbau und in der Horizontfolge nicht wesentlich.

– Die Unterbodenverbraucherung ist im Profil K94/M1a etwas deutlicher als in den Profilen K94/M1b und K94/M2. Die Fe_O/Fe_D-Quotienten schwanken unterhalb von Tephra 3 zwischen 0,27-0,75 in Profil M1a, zwischen 0,20-0,70 in M1b und zwischen 0,42-0,72 in Profil M2. Die Fe_D-Werte lassen für den Unterboden nach Abb. 5 keine nennenswerten Unterschiede erkennen, wenn man wiederum von den durch Rostflecken bedingten Schwankungen absieht.

– Das Bodenskelett der M1-Böden scheint intensiver verwittert als jenes der M2-Böden. Vereinzelt haben die Steine der M1-Moränenböden geringmächtige Verwitterungsrinden.

Diese Ergebnisse bestätigen, daß die M1-Moränen ähnlich wie die T1-Terrassen im Vergleich zu den T2-Terrassen - zwar älter sind als die M2-Moränen, aber keine Anzeichen einer interglazialen, intensi-

ven Verwitterung aufweisen. Im benachbarten Alaska sind mittelpleistozäne Ablagerungen stets wesentlich tiefergründiger verbraucht (bis zu mehreren Metern), als die spätpleistozänen Sedimente (Pewé 1975). Allerdings fehlen uns für definitive Aussagen absolute Datierungen von Moränen und Terrassen, sowie Analysendaten von eindeutig interglazialen Böden. Dringend erforderlich ist es, der Frage nach der maximalen Vergletscherung nachzugehen. Sie soll im Spätpleistozän erfolgt sein und bis an bzw. ins Meer gereicht haben. Ausgehend von unseren Befunden ist jedoch anzunehmen, daß die M1-Moränen während einer früheren Phase des Spätpleistozäns (vermutlich dem Frühwürm vergleichbar) abgelagert wurden, die M2-Moränen dagegen während einer späteren Periode (vermutlich vergleichbar mit dem Würmhochglazial). Die küstennahen Moränen wären dann mittelpleistozänen Alters, was allerdings noch genauer zu untersuchen ist.

Sofern sich diese Vorstellungen bewahrheiten sollten, ergäbe sich ein deutlicher Unterschied zum Alpenraum, wo die Vergletscherung während der frühen Phasen des Spätpleistozäns weniger intensiv war als jene späterer Phasen. Dies entspricht auch den Vermutungen von Velichko (1987), wonach die

Vereisung im Osten Sibiriens im frühen Spätpleistozän aufgrund einer Verschiebung der Großwetterlagen und schnelleren Abkühlung über Sibirien wesentlich ausgeprägter war als in den nachfolgenden Phasen, während in Mitteleuropa wärmere atlantische Luftmassen die Abkühlung noch verzögerten. Im gleichen Zeitraum, als dann in Mitteleuropa aufgrund ausreichender Niederschläge die spätpleistozäne Maximalvergletscherung stattfand, baute sich in Sibirien und im ostasiatischen Raum eine ausgeprägte Hochdrucklage auf mit trockenem, kaltem Klima. Der ausgeprägte Unterschied in der Morphologie und den krypturbaten Störungen zwischen M1- und M2-Ablagerungen wäre damit gut erklärbar. Vergleichbare Ergebnisse zeigen auch Untersuchungen in den angrenzenden Gebieten Alaska (HAMILTON 1986) und Japan (YOSHIKAWA et al. 1981). Aufgrund fehlender absoluter Datierungen und den Befunden bezüglich der Tephrachronologie kann allerdings auch Hypothese E (M1 = Spätpleistozän, Phase 2; M2 = Spätglazial) nicht zweifelsfrei ausgeschlossen werden. Der relativ kurze Zeitraum reicht allerdings aus unserer Sicht nicht, um das Auftreten von deutlichen Verwitterungsrinden am Bodenskelett der M1- bzw. T1-Ablagerungen und die ausgeprägten krypturbaten Störungen im Vergleich zu den M2- bzw. T2-Ablagerungen zu erklären. Unsere neu-

esten Geländebefunde und Luftbildauswertungen von 1996 zeigen zudem, daß in einer Höhenlage zwischen 700-800 m ü. M. im Topolowaja- und im benachbarten Olkhowaja-Tal sowie in 1100-1300 m ü. M. im wesentlich trockeneren Teil der südlichen Zentral-Kamtschatka (Vaktan-Tal, Awatscha-Tal) eine weitere Generation von glazialen Ablagerungen vorhanden ist, die möglicherweise dem Spätglazial zugeordnet werden können. Eine Berechnung der Schneegrenze (ELA) oder deren Absenkung während vorzeitlicher Kältephasen könnte mehr Klarheit verschaffen, ist allerdings problematisch, da im Arbeitsgebiet keine rezente Vergletscherung mehr vorliegt und rezente wie vorzeitliche Hebungsraten für Kamtschatka nicht bekannt sind. Eine vorsichtige Kalkulation der Schneegrenzdepression für die M2-Ablagerungen ergibt unter der Annahme, daß die heutige Schneegrenze im Arbeitsgebiet bei etwa 1100-1200 m liegt, Werte um 400-450 m. Dies würde nach Zugrundelegung der in Hochasien gefundenen Werte (KÜHLE 1994) bedeuten, daß die 350-m-Moränen ins Spätglazial datiert werden könnten. Eine Erweiterung der Kalkulationen auf die anderen im Abschnitt 2.2 diskutierten glazialen Ablagerungen im Topolowaja-Tal (Abb. 6) zeigt, daß für die 980-m-Moränen die Schneegrenze um etwa 30 m abgesenkt war. Die dazugehörigen Glet-

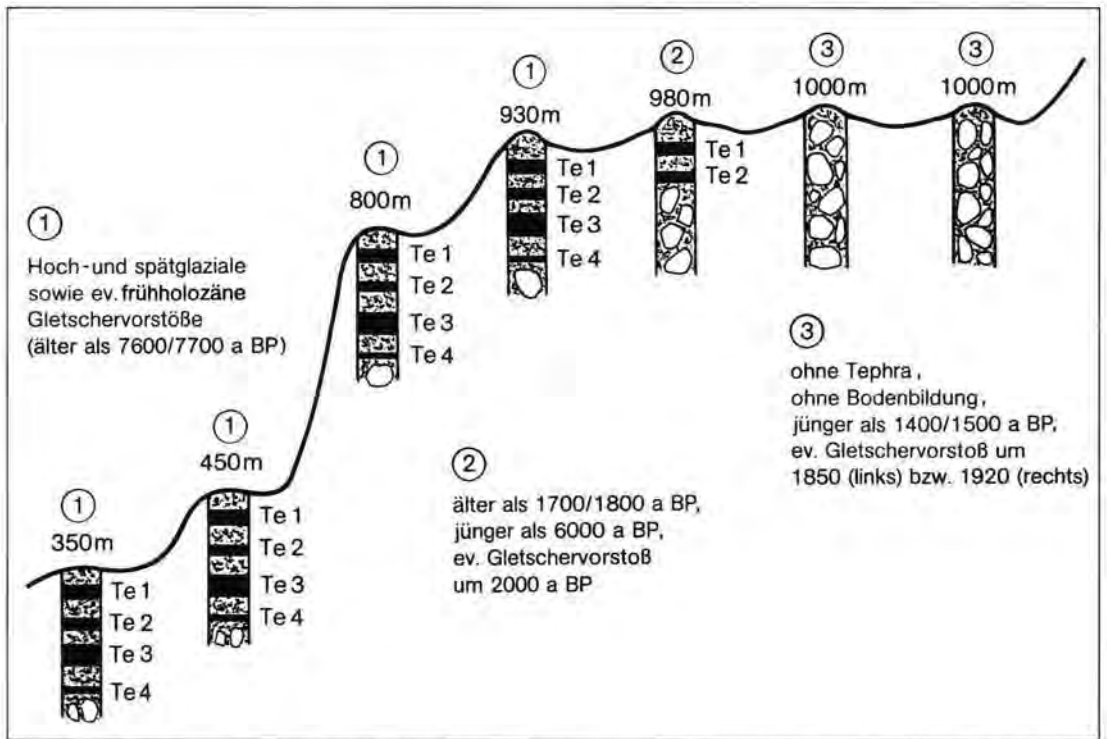


Abb. 6: Tephrastratigraphie von Böden im Topolowaja-Gebiet entlang eines Höhengradienten von 350 m (= M2-Moränen der Talvergletscherung) bis 1000 m ü. M. (= Moränen jungholozänen Alters).

Fig. 6: Tephra-stratigraphy of a soil catena from the M2-Valley drift in 350 m a.s.l. up to recent glacial deposits in 1000 m a.s.l., Topolowaja Valley.

schervorstöße erfolgten aufgrund der Tephrastratigraphie in einem Zeitraum zwischen 6000 Jahre und 1700/1800 Jahre BP, d. h. im sog. Neoglazial. Und dies bedeutet wiederum eine um mindestens 70% unter den Vergleichswerten für Hochasien liegende Absenkung der ELA. Unter der weiteren Annahme, daß dieser Unterschied zwischen Hochasien und der Halbinsel Kamtschatka im gesamten Zeitraum ab dem Spätpleistozän bis heute Gültigkeit hat, würde eine Schneegrenzdepression von 400-450 m für die M2-Ablagerungen durchaus den in Hochasien gefundenen Werten von 1000-1200 m für Ablagerungen des Spätpleistozäns entsprechen. Wenden wir uns im folgenden der zweiten Fragestellung zu.

2.2 Profilaufbau der Böden mit zunehmender Höhenlage

Im Abschnitt 2.1 wurde bereits die Tephrastratigraphie der Terrassen- und Moränenböden im Plotnikovatal vorgestellt. Aus der in Abb. 3 beschriebenen zeitlichen Zuordnung der Tephralagen folgt, daß das Alter eventueller holozäner Moränen aufgrund ihrer Tephralagen erfaßbar ist. Um dies zu prüfen, untersuchten wir den Profilaufbau der Böden von Stirnmoränenwällen entlang einer Höhensequenz im Topolovajatal von 350 m (= Stirnmoräne der M2-Talvergletscherung) bis auf etwa 1000 m ü. M. Abb. 6 informiert über die Ergebnisse. Man erkennt: – Die Moränen von 350 bis etwa 930 m ü. M. weisen die Tephralagen 1-4 auf; sie sind somit älter als die Kuril Lake Il'inskaya-Eruption (7600-7700 Jahre BP). Sie dokumentieren also spätpleistozäne bis frühholozäne Gletschervorstöße.

– Erst in 980 m ü. M. ändert sich die charakteristische Tephrastratigraphie. Es fehlen Tephralagen 3 und 4. Daraus folgt, daß die Moränen in etwa 980 m ü. M. älter als 1700/1800 Jahre BP sind, weil sie neben Tephra 1 (= 1400/1500 Jahre BP) nur noch Tephra 2 (1700/1800 Jahre BP) aufweisen; sie sind jedoch jünger als 6000 Jahre BP, da Tephra 3 (= 6000 Jahre BP) fehlt. Möglicherweise handelt es sich bei den 980-m-Moränen um Ablagerungen mittelhologäner (neoglazialer) Gletschervorstöße.

– Die Moränen um etwa 1000 m ü. M. sind sehr jung und zeigen lediglich initiale Bodenbildung; Tephraablagerungen sind nicht zu erkennen. Neben der sehr geringen Verwitterungsintensität machen vergleichende lichenometrische Untersuchungen (SAVOSKUL et al. 1996) wahrscheinlich, daß diese höchstgelegenen Moränen mit Eisvorstößen während der sog. „kleinen Eiszeit“ korrelieren, wie sie von BRAITSEVA et al. (1968) für vergletscherte Vulkane in Kamtschatka nachgewiesen wurden.

Zusammenfassend gilt, daß die höhenzonale Untersuchung der Tephrastratigraphie von Moränenbö-

den wertvolle Hinweise auf das Alter der Böden erlaubt. Methodisch gesehen ist es für weitergehende Untersuchungen angezeigt, in einem Gebiet mit rezenter Vergletscherung zu arbeiten und, von den Gletschern ausgehend, systematisch talabwärts den Profilaufbau der Böden zu überprüfen.

Weitere Untersuchungen auf der Basis glazialmorphologischer und bodengeographischer Methoden und unter Miteinbeziehung lichenometrischer und pollenanalytischer Befunde, sowie absoluter Altersdatierungen und Berechnungen von Schneegrenzdepressionen sind notwendig, um eine definitive Moränenstratigraphie Süd-Kamtschatkas zu erstellen.

Dank

Der Deutschen Forschungsgemeinschaft (436 RU 113/6/0) und der Russischen Akademie der Wissenschaften danken wir verbindlichst für finanzielle Unterstützung. Für zahlreiche Hilfestellungen vor Ort sind wir besonders Frau Dr. BRAITSEVA und Herrn Dr. MELEKESTSEV (Institut für Vulkanische Geologie und Geochemie) sowie Herrn Dr. MURAVJEV (Institut für Vulkanologie) in Dankbarkeit verbunden.

Schriftenverzeichnis

- ARKHIPOV, S. A.; ISAYEVA, L. L.; BESPALY, V. G.; GLUSHKOVA, O. (1986): Glaciation of Siberia and north-east USSR. In: SIBRAVA, V.; BOWEN, D. Q. & RICHMOND, G. M., Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere. Report of the Intern. Geological Correlation Programme, Project 24, Pergamon Press.
- BAÜMLER, R.; ZECH, W.; HEUBERGER, H.; WEBER-DIEFFENBACH, K. (1991): Investigations on the intensity of weathering of soils developed from glacial and fluvioglacial deposits and their relationship with the history of the landscape in the Mt. Everest region. *Geoderma*, **48**: 223-243.
- BRAITSEVA, O. A.; MELEKESTSEV, I. V.; EVTIEVA, I. S.; LUPIKINA, Y. G. (1968): Stratigrafija ischetvjeritschnich otloshenij i oledenenija Kamtschatki (Stratigraphy of Quaternary deposits and glaciations of Kamchatka), Moscow, Nauka, 226 S. (in Russian).
- MELEKESTSEV, I. V.; PONOMAREVA, V. V.; KIRJANOV, V. JU.; LE-TASOVA, S. N.; SILERZHITSKY, L. D. (1992): Tephra of the largest prehistoric Holocene volcanic eruption in Kamchatka. *Quaternary International*, **13/14**: 177-180.
- HAMILTON, T. D. (1986): Late Cenozoic glaciation of the central Brooks Range. In: HAMILTON, T. D.; REED, K. M.; THORSON, R. M. (eds.), *Glaciation in Alaska - The geological record*, Alaska geological society, 9-49.
- KOSCHEMIANKO N. N. (1966): Tschetvertitschnoe oledenenie Sredinnogo chrebra Kamtschatki i voprosi ratschlennija tschetvertitschnich effusivov (The quaternary glaciation of the Sredinnij range of Kamchatka and questions of age recognition of the Quaternary effusives) - In: *Stratigraphija vulkanogennich formazij Kamtschatki*. Moscow, Nauka. (in Russian).
- KUHLE, M. (1994): Present and Pleistocene glaciation on the north-western margin of Tibet between the Karakorum main ridge and the Tarim Basin, supporting the evidence of a Pleistocene inland glaciation in Tibet. *Geojournal*, **33.2/3**: 133-272.

- KUSCHEV, S. L.; LIVEROVSKIJ, J. A. (1938): Osnovnije momenti evoluzii fizikogeografitscheskich uslovij Zentralnoi Kamtschatskoi depressii v tschetvertitschnom periode (The general features of the evolution of the physico-geographical conditions of the central Kamchatka depression during the Quaternary) Doklady AN SSSR, novaja serija, **t.19, vip.8**: 67-81 (in Russian).
 – (1940): Geomorphologitscheskij otscherk Zentralnoi Kamtschatskoi depressii (Geomorphological description of the central Kamchatka depression). - Trudi Instituta geographii AN SSSR, **vip. 32**, 87 S., Moscow (in Russian).
- LAPSHIN, L. I. (1963): O drevnem oledenenii Kamtschatki (About the older glaciation of Kamchatka). Voprosi geographii Kamtschatki, **vip. 1**: 62-64 (in Russian).
- PEWE, T. L. (1975): Quaternary Geology of Alaska. Geological survey. Professional Paper 835, United States Government Printing Office, Washington.
- SAVOSKUL, O. S.; SAUER, G.; ZECH, W.; BAUMLER, R. (1996): Holocene glacial fluctuations in the Topolovaya valley, S Kamchatka, Arctic and Alpine Research, submitted.
- SOLOMINA, O. N.; MURAVJEV, Y. D.; BASANOVA, L. I. (1995): Oledenie Kamtschatki v malom lednikovom periode (The Little Ice Age glaciation of Kamchatka). Izvestija Akademii Nauk SSSR, serija geographitscheskaja, in press (in Russian).
- TSCHERBAKOV, A. V. (1938): Dva geologitscheskich peresetschenija poluostrova Kamtschatki (Two geological profiles of the Kamchatka peninsula). Trudi SOPS AN SSSR, Serija Kamtschatskaja, **vip. 5**: 38-56, Moscow - Leningrad (in Russian).
 – (1940): Marschrutnije geologitscheskije issledovanija v Sredinnom chrebtje (The route geological research in the Sredinnij range) Trudi SOPS AN SSSR, **vip. 1**: 58 S., Moscow - Leningrad (in Russian).
 – (1941): Geologitscheskije issledovanija po marschrutu s Kirganik (Geological research near Kirganik) S. Chalaktirka. - Trudi Kamtsch. kompl. excp. AN SSSR, **vip. 3**: 72 S., Moscow - Leningrad (in Russian).
- VELICHKO, A. A. (1987): Present-day state of development of the concept of ice sheets. Izvestiya AN SSSR, ser. geogr. **3**: 21-34 (in Russian).
- VLASOV, G. M.; TSCHEMENKOV, J. F. (1950): Osnovije etapi formirovanija reljefa poluostrova Kamtschatki i ego geomorphologitscheskoe rajonirovanie (The most important stages of the relief formation of Kamchatka and its geomorphological mapping) - Izvestija Vsesojusnogo geographitscheskogo obshchestva, 1950, **t.82, vip. 3**: 262-272, (in Russian).
 – (1959a): Visokije poverchnosti viravnivanija Kamtschatki i Kurilskich ostrovov (Uplifted peneplains of Kamchatka and the Kuril Islands) - Materiali geomorphologitscheskogo soveschanija, **vip. 2**: 178-192, (in Russian).
 – (1959 b): Osnovnije tscherti reljefa Kamtschatki i Kurilskich ostrovov (The general view on the relief of Kamchatka and Kuril Islands) Materiali II geomorphologitscheskogo soveschanija, **vip. 1**: 43-45, (in Russian).
- YOSHIKAWA, T.; KAIZUKA, S.; OTA, Y. (1981): The landforms of Japan. University of Tokyo Press, Tokyo, 202 S.

Manuskript eingegangen am 25.10.1995

Bodengeographische Beobachtungen zur pleistozänen und holozänen Vergletscherung des Westlichen Tianshan (Usbekistan)

WOLFGANG ZECH, RUPERT BÄUMLER, OKSANA SAVOSKUL, ANATOLI NI & MAXIM PETROV*

Pleistocene, Holocene, Glaciation, Tianshan, Uzbekistan

Kurzfassung: Im Oigaing-Tal zwischen Ugamsky- und Pskemsky-Gebirge nordöstlich von Taschkent (West-Tianshan, Usbekistan) wurden bodengeographische Untersuchungen zur pleistozänen und holozänen Vergletscherung durchgeführt. Eindeutige Endmoränen der letzten Hauptvergletscherung konnten im Bereich des Zusammenflusses von Maidan und Oigaing in 1500 - 1600 m ü. M. nachgewiesen werden mit mächtigen, bis in 80 cm Tiefe tiefgründig verwitterten Bodenbildungen, Vergleichbare Ablagerungen vermutlich hochglazialer bzw. spätglazialer Genese finden sich auch talaufwärts im Mündungsbereich zahlreicher Seitentäler (Beschor-, Tekesch-, Aütör-Tal) in das Oigaing-Haupttal. Die Seitentäler weisen in 2500 bis 2700 m spätglaziale Stimm- und Grundmoränen auf. Die Böden dieser Ablagerungen sind ebenfalls bis in 40 - 60 cm Tiefe stark verwittert und verbraunt. Den rezenten Gletschern, die bis auf ca. 3000 - 3200 m herabreichen, sind weitere Moränen holozänen bzw. neuzeitlichen Ursprungs vorgelegt mit flachgründigen, z. T. initialen Bodenbildungen, die vermutlich mit Gletschervorstößen während der sogenannten „Kleinen Eiszeit“ mit einem Maximum in den Alpen um 1850 und im mittleren Holozän um 2000 bzw. 4000 a BP übereinstimmen. Im unteren Seitental des Barkrak sind oberhalb von hochglazialen Eisrandlagen (>2850 m) interglaziale, sehr stark verwitterte und rubefizierte Bodenbildungen aus altquartären Schottern erhalten, die von einer spätpleistozänen Soliflukationsdecke überfahren wurden. Der obere Talverlauf ist dagegen oberhalb dieser hochglazialen Eisrandleisten durch mächtige Geschiebe gekennzeichnet. Sie sind Zeugen älterer, im Vergleich zur jüngsten Hauptvergletscherung wesentlich mächtiger Vereisungen. Die dazugehörigen Moränen konnten jedoch nicht gefunden werden.

[Soil geographic studies for the Pleistocene and Holocene glaciation of the western Tianshan (Uzbekistan)]

Abstract: Soil geographic studies were carried out in the Oigaing valley between Ugamsky and Pskemsky range NE of Tashkent (W-Tianshan, Republic of Uzbekistan) with special regard to the Pleistocene and Holocene glaciation. Clear end moraines of the last main glaciation are preserved at the junction of Maidan and Oigaing river at 1500-1600 m a.s.l. They show intensively weathered soils with a depth

*) Anschrift der Verfasser: Prof. Dr. W. ZECH und Dr. R. BÄUMLER, Lehrstuhl f. Bodenkunde u. Bodengeographie, Universität Bayreuth, D-95440 Bayreuth. Dr. O. SAVOSKUL, Geographisches Institut, Russische Akademie der Wissenschaften, Staromonetny per. 29, Moskau, 109017. Dr. A. NI und M. PETROV, Institut f. Geologie u. Geophysik, Akademie der Wissenschaften der Republik Usbekistan, ul. Mozozova 49, 700041 Taschkent.

of more than 80 cm. Similar deposits of presumably Pleistocene or late glacial origin are also located upvalley at the embouchure of numerous side valleys (Beschor, Tekesch, Aütör) into the main valley of Oigaing. All side valleys are characterized by late glacial ground and end moraines in 2500-2700 m a.s.l. showing intensively weathered brown colored soils of 30-40 cm depth. Further moraines of Holocene or recent origin are located approach of the recent glaciers which descend to 3000-3200 m. They show shallow, initial soils, and presumably correspond with glacial advances during the so-called "Little Ice Age" with a maximum advance at about 1850 in the Alps, and in the middle Holocene at about 2000 or 4000 a BP. Highly weathered, and rubefied interglacial soils developed from old Quaternary gravel are preserved above high glacial ice marginal grounds of the last main glaciation (>2850 m a.s.l.) in the lower side valley of the Barkrak river. In the upper valley huge drift could be shown above the ice marginal grounds, but without typical forms of morainic deposits. They give evidence for older glaciations with a greater extent compared with the last main glaciation. However, no corresponding moraines are present in the working area.

1 Einleitung

Die aktuelle Diskussion über die Folgen der Zunahme klimarelevanter Spurengase geht einher mit verstärktem Interesse an der Erforschung zeitlich zurückliegender Klimaschwankungen. Methodisch gesehen gibt es hierfür verschiedene Ansätze, u. a. die Rekonstruktion früherer Gletscherschwankungen. Gletscher reagieren in der Regel besonders sensibel auf Veränderungen der Temperatur- und Niederschlagsverhältnisse. Vereinfacht gilt: Erwärmung führt zum Abschmelzen und damit zum Rückzug, Abkühlung hingegen korreliert mit Gletschervorstößen. Verständlicherweise liegen für das Holozän besonders viele Untersuchungen über Gletscher- und Klimaschwankungen vor, z. B. aus den Alpen (HEUBERGER 1966, 1968, ZOLLER et al. 1966, PATZELT & BORTENSCHLAGER 1978, KERSCHNER & BERKTOLD 1981), Skandinavien (ANDERSEN & SOLLID 1971, KARLEN 1973, 1982, INNES 1984) oder Asien (HEUBERGER 1956, RÖTHLISBERGER & GEYH 1985, SHIRAIWA & WATANABE 1991, DYURGEROV et al. 1994, KUHLE 1994). Sie basieren in der Regel auf geomorphologischen Befunden, Radiocarbonanalysen, Pollenanalysen sowie lichenometrischen Erhebungen. Bodenkund-

liche Untersuchungen zur Rekonstruktion früherer Gletschervorstöße sind vergleichsweise selten (BIRKELAND 1978, 1984, FITZE 1980, 1982, MELLOR 1987, BÄUMLER et al. 1991, 1995).

Im folgenden berichten wir über bodengeographische Studien aus dem Westlichen Tianshan. Sie haben zum Ziel, die Ausdehnung glazialer Ablagerungen im Oigaing-, Tekesch- und Barkraktal zu erkunden. Spezielle bodenanalytische Ergebnisse werden zu einem späteren Zeitpunkt im Zusammenhang mit den pollenanalytischen, radiocarbonanalytischen und lichenometrischen Befunden vorgestellt.

2 Ergebnisse

2.1 Das Oigaing- und Maidantal

Abb. 1 informiert über die Lage des Untersuchungsgebietes, das etwa 150 km nordöstlich von Taschkent liegt, und zwar zwischen dem Ugamsky- und Pskemsky- und Alatai-Gebirge. Man erkennt, daß sich der Pskemfluß bei Saritschajak flußauf in den Maidan bzw. Oigaing aufspaltet. Knapp oberhalb des Zusammenflusses finden sich in 1600 bis 1650 m die ersten eindeutig als Stirrmoränen anzusprechen-

den glazialen Ablagerungen (Nr. 1 und 2 in Abb. 1). Sie sitzen einer mit lößähnlichem Substrat bedeckten Schotterterrasse auf, die sich oberhalb der Einmündung des Maidan in den Oigaing erhalten konnte. In annähernd gleicher Höhenlage erkennt man die Stirrmoränen am Ausgang des Maidantales (Nr. 2 in Abb. 1). Sie sind sogar viel mächtiger als jene des Oigaingtales und bilden einen regelrechten Querriegel, den der Maidan kerbtalartig durchbricht. Unterhalb dieses Durchbruches findet sich bis auf etwa 1500 m herab ein geschiebereicher Schuttkegel. Im Gegensatz zu dieser Maidan-Moräne ist die Oigaing-Stirrmoräne weniger imposant ausgebildet. Bei einer Gipfflur von etwa 4000 m errechnet sich daraus nach der Methode von v. HÖFER (1879) eine Schneegrenzdepression von 700-800 m für die jüngste Hauptvergletscherung. Gleiches gilt für die Anwendung der bei KUHLE (1994) beschriebenen Methode. Das entspricht der ELA(Schneegrenz-)Depression, die GROSSWALD et al. (1994) für die 400 km östlich anschließenden Massive des Tianshan und KUHLE (1994) für die 750 km südöstlich gelegenen Ketten von Karakorum und Kuenlun für das Spätglazial nachgewiesen haben. In Tab. 1 ist die Bodenbildung der Oigaing-Endmoräne in 1640 m be-

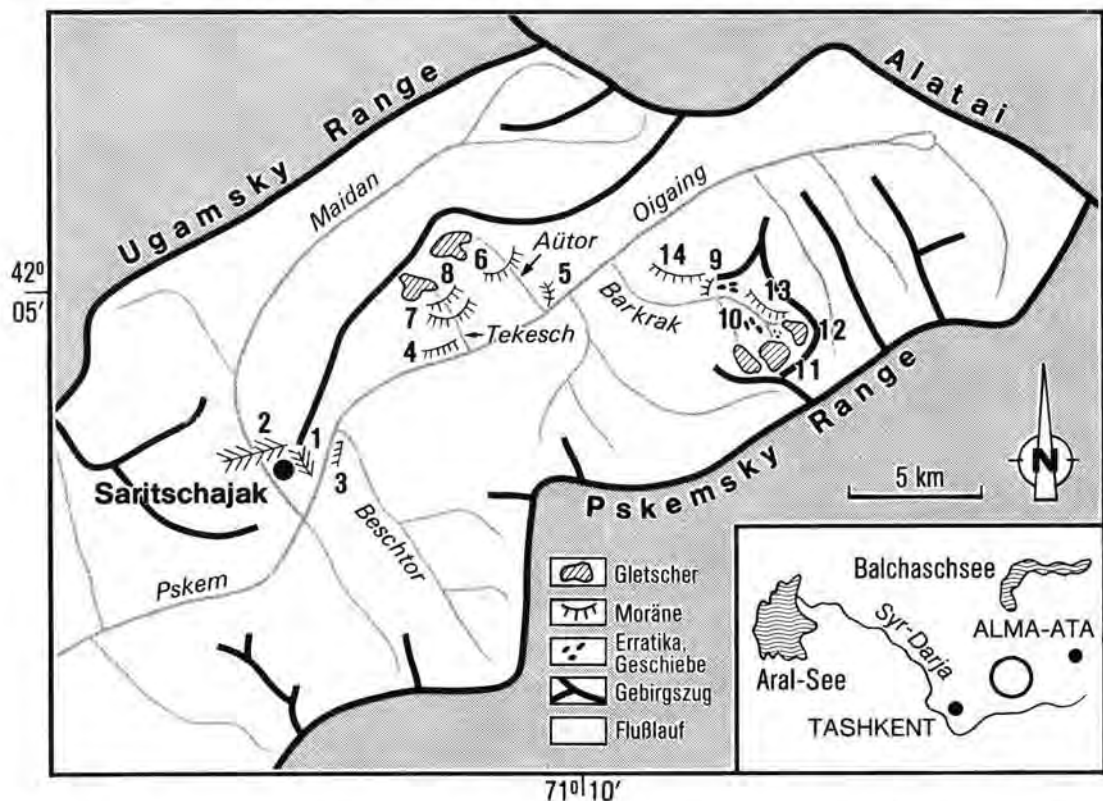


Abb. 1: Lage des Untersuchungsgebietes im westlichen Tien Shan, östlich von Tashkent (Republik Usbekistan; Erläuterung im Text).

Fig. 1: Location of the research area in the western Tianshan, east of Tashkent (Republic of Uzbekistan).

Tab. 1: Eigenschaften der untersuchten Böden (im Ölgang-, Tekesch- und Barkrakal (Westlicher Tianshan, Usbekistan) und mutmaßliche, stratigraphische Zuordnung ihrer Ausgangssubstrate

Table 1: Characterization of the examined soils in the Valleys of Ölgang-, Tekesch and Barkrak (Western Tianshan, Uzbekistan) and (probable) stratigraphical classification of their parent materials.

Profil Nr.	Lage (mutmaßl. stratigraphische Zuordnung)	Höhe m ü.M.	Ausgangsgestein	Horizonte	Tiefe cm	Farbe feldfrisch	Textur	Gefüge	Dichte	Skeletthalft Vol%	pH %	C _{org} %	C _{carb} %
TS 94/1	Wallmoräne (Nr. 9 in Abb. 1) im rechten Talbodenbereich des Barkrak (spätglazial)	2900	Mischgestein: Granit, wenig Carbonate	Ah	0 - 15	grauschwarz	uS	krü-sin	Ld 1	50	6.8	4.31	1.17
				B	15 - 40	hellbraun	uS	sub-sin	Ld 1	50	7.4	0.56	1.09
				CvB	40 - 60	graubraun	uS	sin	Ld 4	75	7.5	0.43	1.38
				C	60 - 90+	hellgrau	uS	sin	Ld 4	75	7.7	0.35	1.02
TS 94/2	Moränenablagerungen im Zwickel zwischen mittlerem und rechtem Barkrakgletscher, von der Schuttlunge des neozzeitlichen Gletschers z.T. überfahren (mittelholozän)	3260	Mischgestein: Granit, Porphyr	Ah	0 - 5	graubraun	sU	f krü	Ld 1	40	5.3	4.78	0.01
				B1	5 - 35	braun	lU	sub	Ld 3	40	5.2	2.10	0.01
				B2	35 - 55	braun	lU	sub	Ld 3	50	5.3	0.72	0.03
				BC	55 - 70+	oliv	lS	sin	Ld 5	70	5.7	0.24	0.01
TS 94/3	Moränenablagerungen (Nr. 10 in Abb. 1) des Barkrakgletschers links des Flusses (mittelholozän)	3100	Mischgestein: Granit, Porphyr, Gabbro	Ah	0 - 6	braunschwarz	suL	krü	Ld 3	20	5.6	4.25	0.01
				AB	6 - 35	schwarzbraun	fS	sin-f krü	Ld 2	40	4.9	1.23	0.01
				BCv	35 - 105+	graubraun	fS	sub	Ld 2-3	60	5.3	0.35	-
TS 94/4	Eisrandleiste (Nr. 14 in Abb. 1) im unteren Barkrakal, südwestexponierter Hang (hochglazial)	2870	Mischgestein: Granit, Kalk	Ah	0 - 7	graubraun	suL	f krü	Ld 2	20	5.0	2.48	0.01
				B1	7 - 27	braun	sL	pol-sub	Ld 4	25	5.4	0.70	0.01
				B2	27 - 50	braun	sL	sub	Ld 4	30	5.5	0.49	-
				Cv	50 - 87	grau	fS	sin	Ld 2	50	6.5	0.26	0.04
TS 94/5	Oberhalb der hochglazialen Ufermoräne (Nr. 14 in Abb. 1) mit Profil TS 94/4, unteres Barkrakal interglazial, (Mittel-/Spätpleistozän)	2890	Granitführende Fließerde über carbonatischen, älterquartären Konglomeraten	Ah	0 - 13	graubraun	suL	f krü	Ld 2	0	5.4	2.28	0.02
				B1	13 - 55	braun	sL	sub	Ld 3	< 10	5.3	1.09	0.01
				II B1	55 - 85	rötlich-braun	sL	sub	Ld 4	10	5.1	0.51	0.01
				II B2	85 - 115	rotbraun	sL	sub	Ld 4	20	5.3	0.37	0.01
II Cv	115 - 135+	gelblich-braun	lS	sub	Ld 5	25	7.8	0.32	2.49				
TS 94/6	Stadiale Stirnmoräne (Nr. 8 in Abb. 1) des Tekeschgletschers (holozän, jünger als 5000 Jahre)	2820	Mischgestein: Granit, Gabbro, Porphyr, Kalk	Ah	0 - 12	schwarz	uS	Krü	Ld 1	40	6.8	6.92	0.87
				Cv	12 - 50+	grau	uS	sin-sub	Ld1	60 - 70	7.5	0.01	3.17
TS 94/7	Stadiale Ufermoräne des Tekeschgletschers (neuzzeitlich, evtl. 1850)	2910	Mischgestein: Granit, Gabbro, Porphyr, Kalk	Ai	0 - 1	dunkelgrau	S	sub	Ld 1	80	7.5	0.23	0.29
				C	1 - 50+	grau	S	sub	Ld 4	70	7.8	0.11	0.53
TS 94/8	Endmoräne (Nr. 7 in Abb. 1) des Tekeschgletschers (spätglazial)	2680	Mischgestein: Granit, Gabbro, Porphyr, carbonat-haltig	Ah	0 - 15	grauschwarz	uS	sub	Ld 2	40	5.7	10.75	0.02
				B	15 - 50	hellbraun	uS	sub	Ld 4	60 - 70	5.0	1.44	0.01
				Cv	60 - 75+	grau	uS	sin	-	80	7.6	0.18	0.62
TS 94/9	Sartschajak, Stirnmoräne, (Nr. 1 in Abb. 1) auf der Schotterterrasse oberhalb des Zusammenflusses von Ölgang und Maidan (hochglazial)	1650	Geschiebermerge mit Granit und Porphyr carbonatreich über Schluff	Ah	0 - 40	braunschwarz	uS	krü	Ld 2	25 - 30	7.4	3.99	0.98
				AB	40 - 60	braun	uS	sub	Ld 3	20	7.6	0.97	2.43
				II B	60 - 78	hellbraun	U	sub	Ld 4	< 10	7.6	0.79	2.07
				II BCc	78 - 100	hellbraun	U	pol-sub	Ld 3-4	< 10	7.8	0.59	2.78
II Cv	100 - 140+	weißes Kalkmycel	U	pol-sub	Ld 4	< 10	7.8	0.37	4.30				
TS 94/10	Ufermoräne (Nr. 4 in Abb. 1) am S-exponierten Hang des Ölgangtales unterhalb der Einmündung des Tekesch (spätglazial)	2160	Mischgestein: Granit, Gabbro, Porphyr, Kalk	Ah	0 - 20	grauschwarz	uS	krü	Ld 2	20 - 30	-	-	-
				B	20 - 64	braun	uS	sub	Ld 4	60	-	-	-
				BCv	64 - 70+	braungrau	uS	sin	-	80	-	-	-
TS 94/11	Stirnmoänen (Nr. 5 in Abb. 1) im Mündungsbereich Ädör - Ölgang (spätglazial)	2250	blockreicher Geschiebermerge	Ah	0 - 12	grauschwarz	uS	krü	Ld 2	25	-	-	-
				Bv	12 - 40	braun	suL	sub	Ld 3	45	-	-	-
				BCv	40 - 50	hellbraun	uS	sub	Ld 2	60	-	-	-
				Cv	50 - 63+	hellgrau	lS	sin	Ld 2	70	-	-	-

1) Ansprache: s. AG Bodenkunde, 1982

schrieben (Profil TS 94/9). Man erkennt eine deutliche Zweischichtigkeit des Profils; ein skelettreicher A- und AB-Horizont von 60 cm Mächtigkeit überdeckt schluffiges, carbonatreiches, skelettarms Material, das im IIB-Horizont bis in 80 cm Bodentiefe verbraunt ist. Da wir unterhalb von Saritschajak keine vergleichbaren Moränenablagerungen fanden, ist davon auszugehen, daß die Maidan- und Oigaingletscher während der letzten Hauptvereisung bis auf etwa 1600 m herabreichen. Dafür spricht auch, daß die mächtige Schotterterrasse, welche sich im Zwickel zwischen Maidan- und Oigaingtal erhalten hat, von einer lößartigen, wahrscheinlich spätpleistozänen Schluffdecke überlagert ist, aus der sich schwarzerdeähnliche Böden entwickelt haben, die heute landwirtschaftlich genutzt werden. Dies bedeutet allerdings, daß die errechnete Schneegrenzdepression in den westlichen Randgebirgen des Tianshan um 400-500 m bzw. rund 40 % unter den für Zentral- und Hochasien charakteristischen Werten für das letzte Hochglazial liegt (KUHLE 1994). Dafür gibt es mehrere Gründe. In der vorliegenden Studie wurden im Vergleich zu den Arbeiten in Zentral- und Hochasien vergleichsweise kleine Einzugsgebiete mit einer deutlich niedrigeren Gipfflur um etwa 4000 m ü. M. untersucht. Zum anderen sind die Niederschläge im westlichen Tianshan gering. Nach den Angaben der im Untersuchungsgebiet gelegenen zwei meteorologischen Stationen liegen sie in der Nähe von Saritschajak bei 833,7 mm (1937-93; 1400 m ü. M.) und im Oigaing-Tal zwischen der Mündung des Ätör und Barkrak bei 779,5 mm (1989-93; 2200 m ü. M.).

Die talab im Pskemtal beschriebenen altquartären Moränen der sogenannten Nanaivergletscherung (VASILKOVSKIY 1951) konnten wir nicht verifizieren. Weitere glaziale Ablagerungen finden sich im Oigaingtal jedoch flüßauf, aber nur vereinzelt, und zwar bevorzugt im Bereich der Einmündung S- oder N-exponierter Seitentäler. Dazu zählen z. B. die Ufermoränen in 1700 bis 1720 m Höhe bei Beschor unterhalb der Einmündung des Beschorbaches (Nr. 3 in Abb. 1) in das Oigaingtal sowie geschiebereiche, wallförmige Hangverflachungen in 2160 m am südexponierten Hang unterhalb des Zusammenflusses von Tekesch und Oigaing (Nr. 4 in Abb. 1). Letztere weisen Braunerden auf mit einer bis zu 60 cm in die Tiefe reichenden Verbraunung (Tab. 1, Profil TS 94/10). Vermutlich handelt es sich um Ufermoränen des Haupttalgletschers. Sie liegen 60 - 80 m über dem rezenten Oigaingflußbett.

Sehr gut sind die Moränenwälle am Ausgang des Ätörtales in 2200 bis 2280 m erhalten (Nr. 5 in Abb. 1). Es handelt sich aber nicht um Ufermoränen des Oigainghaupttalgletschers, sondern um Stirn- oder Seitenmoränen des Ätörgletschers. Dafür sprechen 1. die bogenförmig in das Ätörtal orographisch links hinein-

ziehenden Wälle, sowie 2. die Tatsache, daß die Moränen keine granitischen Gesteine aufweisen, sondern überwiegend Carbonate. Im Oigainghaupttal dominieren dagegen vielfach rote Granite, die sich nur im Sockelbereich der Ätörmoränen nachweisen lassen. Aufgrund der Bodenbildung (die Horizontfolge lautet Ah [12 cm], Bv [28 cm], BCv [10 cm], Cv [13 cm+], Tab. 1, Profil TS 94/11) dürfte es sich um Ablagerungen eines spätglazialen Vorstoßes des Ätörgletschers handeln, der mit einer Schneegrenzdepression von etwa 400 m einherging. Eine entsprechende Schneegrenzabsenkung liegt zwischen den Werten, die nach KUHLE (1994) als charakteristisch für das frühe Spätglazial (17000-13000/10000 a BP; 700-1100 m) und für holozäne Gletschervorstöße zwischen 5500 bis 1700 a BP (80-300 m) in Hoch- und Zentralasien angegeben werden. Auch hier beträgt der Unterschied mindestens 300 m bzw. rund 40 %.

Eine weitere spätglaziale bis frühholozäne, gut bewachsene Moräne findet sich im Ätörtal oberhalb der soeben beschriebenen Moränen in 2500 m, worauf wir bei der Besprechung des Tekeschtales nochmals zurückkommen werden (Nr. 6 in Abb. 1). Die wallförmigen Stirn- oder Seitenmoränen an der Einmündung des Ätör in den Oigaing werden von Terrassenschottern des Haupttales „umflossen“. Diese Schotter enden etwa 30 m über der rezenten Talsohle. Hierbei handelt es sich um jüngere Aufschüttungen, da die Schotter nur ein Ah-C-Bodenprofil aufweisen, eine Verbraunung somit fehlt. Ihre Genese könnte mit einer jüngeren Haupttalverschüttung infolge eines Bergsturzes oberhalb der Tekescheinmündung im Zusammenhang stehen.

Neben dem Oigainghaupttal untersuchten wir genauer das südexponierte Tekesch- und das nordexponierte Barkraktal. Zunächst schildern wir die Ergebnisse aus dem Tekeschtal.

2.2 Das Tekeschtal

Der Tekesch mündet in 2100 m in den Oigaing (Abb. 1). Wie bereits erwähnt, befinden sich unterhalb der Einmündung auf dem rechten, südexponierten Hang in 2160 bis 2180 m blockreiche Hangverflachungen, die wir als spätglaziale Ufermoränen des Oigainggletschers interpretieren. Im Tekeschtal selbst fällt eine weitere mächtige wallförmige, gut bewachsene, geschiebereiche Endmoräne in 2500 bis 2600 m ins Auge. Auch sie weist etwa 50 bis 60 cm mächtige, blockreiche Braunerden auf, deren Genese wohl ebenfalls mindestens bis ins Frühholozän, vermutlich sogar bis in das Spätglazial zurückreicht (Tab. 1, Profil TS 94/8). Diese Moräne, die sich bereits außerhalb der Datierbarkeit mittels Lichenometrie befindet (d. h. älter als 4000 a BP; SAVOSKUL 1996), liegt somit in der gleichen Höhenlage

wie jene im Aütortal. Der entsprechende Gletschervorstoß ist mit einer Schneegrenzdepression von rund 250 m einhergegangen. Oberhalb der spätglazialen bis frühholozänen Tekeschmoränen in 2600 m lassen sich drei weitere Stadien identifizieren, und zwar in 2820 m (Nr. 8 in Abb. 1; grasbewachsen, Horizontfolge Ah-C, ohne Verbraunung, Tab. 1, Profil TS 94/6), in 2910 m (vegetationsfrei, mit mächtigen, scharfen Konturen, Profillfolge Ai-C, Tab. 1, Profil TS 94/7), sowie in 2930 m (schwach ausgebildet, nicht bewachsen, Horizontfolge Ai-C), in relativer Nähe zur rezenten Gletscherzunge bei 3000 m. Aufgrund der fehlenden Verbraunung des Solums der letztgenannten drei Moränenstadien und unter Berücksichtigung der morphologischen Gegebenheiten interpretieren wir diesen Befund wie folgt: (vgl. dazu auch SAVOSKUL & DREHSEL 1994).

- 2930 m neuzeitlich, erinnern dem Aussehen nach an die 1920er Moränen in den Alpen (ELA-Depression 35 m)
- 2910 m neuzeitlich, erinnern dem Aussehen nach an die 1850er Moränen in den Alpen (ELA-Depression 45 m)
- 2820 m holozän (evtl. 2000 a BP; ELA-Depression 90 m)
- 2500 bis 2600 m spätglazial bis frühholozän (ELA-Depression 250 m)

Betrachten wir im folgenden die Befunde aus dem nordexponierten Barkrakseitental.

2.3 Das Barkraktal

Der Barkrak mündet von Südosten kommend bei 2200 m in den Oigaing (Abb. 1). Erste zweifelsfreie Moränen (Nr. 9 in Abb. 1) beginnen im Talbodenbereich etwa bei 2700 m. Ihrer Gestalt nach erinnern sie an Grundmoränen mit Buckel/Muldenrelief, jedoch treten vereinzelt auch Wallformen in Erscheinung. Man hat durchaus den Eindruck, daß ein mehrphasiger Gletschervorstoß für diese Moränen verantwortlich ist. Sie enden talaufwärts in etwa 2900 m. Durch Hangschutt und Bergsturzmaterial aus den westexponierten Wänden wurde dieser Moränengürtel z. T. wieder zerstört bzw. überdeckt. Nach Tab. 1 (Profil TS 94/1) haben sich aus diesen überwiegend granitischen und schwach carbonathaltigen Gesteinen blockreiche Braunerden entwickelt mit einer Verbraunungstiefe bis zu 60 cm. Dies spricht für ein spätglaziales bis frühholozänes Alter der Moränen. Die errechnete Schneegrenzdepression beträgt ca. 275 m, was mit jener der Moränen Nr. 6 im Aütortal bzw. mit jener der Moränen Nr. 7 im Tekeschtal korreliert (Abb. 1). Weiter taleinwärts treten in 3100 m Höhe auf der linken, und etwas höher auch auf der rechten

Bachseite, wiederum Blockgletschermoränen mit Buckel/Muldenrelief in Erscheinung (Nr. 10 in Abb. 1). Auch die Böden dieser Moränen sind kräftig verbraunt (Horizontfolge Ah 0 - 6 cm, AB 6 - 35 cm, BCv 35 - 105 cm, s. Tab. 1, Profil TS 94/3). Von der Bodenentwicklung her gesehen, könnten diese Böden spätglazialer Genese sein. Ähnliches gilt für die Böden im Zwickelbereich zwischen dem mittleren und rechten Barkrakgletscher in 3260 m Höhe (Tab. 1, Profil TS 94/2), die bis zu 55 cm Bodentiefe verbraunt sein können. Zieht man jedoch das gesteinsbedingt bereits lehmig-tonige, teilweise schon verbrauchte Substrat der C-Horizonte der neuzeitlichen Moränen im Barkrak-Tal mit in die Betrachtung ein, so ist ein mittelholozänes Alter der bis 3100 m herabziehenden Moränen nicht auszuschließen. Unterstützt wird diese Vorstellung durch die Radiocarbonatierung eines fossilen Ah-Horizontes, der in 70 - 80 cm Bodentiefe vor, d. h. talabwärts des nachfolgend beschriebenen neuzeitlichen Blockgletschers beprobt wurde. Die Analyse ergab ein ¹⁴C-Alter der Huminsäurefraktion von 2850±110 Jahren BP.

Nur etwa 150 m höher liegt südöstlich bei 3250 m eine morphologisch sehr frische, nicht bewachsene, riesige Schuttzunge, die zum mittleren Barkrakgletscher gehört (Nr. 11 in Abb. 1). Frische, an die 1850er-Moränen der Alpen erinnernde Wallkonturen fehlen weitgehend. An der Front, d. h. am untersten Ende bricht die Schuttzunge mit steilen, hellen Halden ab, und Wasser quillt aus dem Schutt. Ohne Zweifel liegt hier eine schuttbedeckte Gletscherzunge vor, die alle Merkmale eines noch nicht konsolidierten Blockgletschers aufweist. Trotz kräftiger Verwitterung des aufliegenden Schutts spricht das Fehlen einer Bodenvegetation für ein neuzeitliches Alter. Im Gegensatz zum mittleren Barkrakgletscher zeigt der östlich davon gelegene „rechte“ Barkrakgletscher (Nr. 12 in Abb. 1) markante und frische, scharfe Formen, die durchaus an die 1850er Moränen in den Alpen erinnern. Die Bodenbildung ist über das Syrosemstadium nicht hinausgekommen, auch fehlt eine Bodenvegetation. Zwischen „mittlerem“ und „rechtem“ Barkrakgletscher finden sich noch kleinere, z. T. mit Bergsturzmaterial bedeckte Schuttzungen.

Zusammenfassend gilt, daß im Talbodenbereich das Barkrak drei Gletscherstände rekonstruiert werden können:

- 3250 m Beginn der Schutt- und Eiszunge des neuzeitlichen mittleren Barkrakgletschers (Nr. 11 in Abb. 1)
- 3100 m mittelholozäne Moränen des mittleren Barkrakgletschers (Nr. 10 in Abb. 1)
- 2700 m bis 2900 m spätglaziale Grund- und z. T. auch Stirnmooränen des mittleren Barkrakgletschers (Nr. 9 in Abb. 1)

Neben Grund- und Stirnmoränen kommen im Barkraktal auch Reste von Ufermoränen vor, und zwar am rechten, süd- bis südwest-exponierten Hang (Nr. 13 in Abb. 1). Von der Schutt- und Eiszunge in 3250 m Höhe des mittleren Barkrakgletschers (Nr. 11 in Abb. 1) folgt nach Norden zunächst das Buckel-/Muldenrelief der vermutlich spätglazialen Grundmoräne, die kräftiges Graswachstum und bis zu 50 - 60 cm verbrauchte Böden aufweist. Hangaufwärts folgen drei stufenartige Verflachungen, und zwar in etwa 3250 m, 3350 m und 3400 m. Diese Verflachungen ziehen mit geringem Gefälle talabwärts, d. h. nach Nordwesten. Sie weisen reichlich Geschiebe auf, hangaufwärts folgen dagegen steinarme, kräftig vergraste Bänder. Diese Befunde deuten wir als Eisrandzeugen spätglazialen oder hochglazialen Ursprungs. Der obere Eisrandrest bei 3400 m befindet sich etwa 300 m über dem rezenten Barkrabbach.

Bergauf ist der Hang bis in Höhen von 3800 m mit Geschiebe übersät, ohne daß wallförmige Ablagerungen nachzuweisen sind. Erst oberhalb von 3800 m werden die Geschiebe von eckig-kantigem Frostschutt abgelöst. Dieser Befund spricht möglicherweise für eine mächtige, vermutlich mittelpleistozäne Vergletscherung, die wesentlich größere Dimensionen angenommen hat als die spätpleistozäne.

Wie erwähnt, lassen sich diese Eisrandleisten, z. T. mit Unterbrechungen, gut talauswärts verfolgen. In 2870 m weist die oberste Verflachung (Nr. 14 in Abb. 1) eine bis 40 cm Tiefe reichende Verbraunung auf (Tab. 1, Profil TS 94/4). Oberhalb dieser Leisten sind die Böden jedoch bis über 1 m verbraunt und mit bis zu 30 % Ton wesentlich tonreicher (Tab. 1, Profil TS 94/5). Auch im Vergleich zu Profil TS 94/9 bei Saritschajak in 1650 m ü. M. ist Profil 5, obwohl etwa 1200 m höher gelegen, wesentlich intensiver verwittert. Dies ist ein Hinweis darauf, daß die oberste Hangverflachung den Hochstand der letzten Hauptvergletscherung dokumentiert. Das tiefbraune, mächtige Solum außerhalb bzw. oberhalb der höchsten Eisrandleiste ist auf die intensive Bodenbildung während eines Interglazials zurückzuführen. Das Profil ist zweischichtig aufgebaut: die oberen 55 cm interpretieren wir als spätpleistozäne Solifluktionsdecke, welche die Reste eines geköpften, aus älterquartären Konglomeraten entstandenen in situ-Bodenprofils überdeckt.

Oberhalb der vermutlich würmzeitlichen Ufermoränen in 2870 m treten im Kammbereich um 2900 - 3000 m diese vermutlich älterquartären Konglomerate an die Oberfläche. Häufig sind sie mit Geschiebe bedeckt, ohne daß sich jedoch leistenförmige Hangverflachungen erkennen lassen, was wir bereits aus dem oberen Barkraktal beschrieben haben. Geschiebe dieser Art oberhalb der höchsten erkennbaren Eisrandspuren führen wir auf ältere Vereisun-

gen zurück. Eindeutige Krüzung konnten wir nicht identifizieren, da die Gesteinsoberflächen stark angewittert sind.

Aus glazialmorphologischer Sicht könnte es sich aber auch um Eisrandleisten eines spätglazialen Stadiums handeln. Dafür sprechen neben einer geschätzten Eismächtigkeit von lediglich 300 m zwischen den obersten Eisrändern und dem rezenten Bachbett die berechneten Werte für die ELA-Absenkung und auch die zahlreichen Erratika und Geschiebeblöcke oberhalb der höchsten Eisrandlagen bei 3800 m, allerdings ohne markierten Eisrand mit Gelände- oder Moränenkante. Dies steht aber im Widerspruch zu den bodenkundlichen Befunden, die bei einer Berücksichtigung der Höhendifferenz von knapp 1300 m zwischen Profil 9 bei Saritschajak und Profil 5 im Barkrak-Tal oberhalb der höchsten erkennbaren Eisrandspuren unter der Annahme gleichen Alters beider Ablagerungen ab- und nicht zunehmende Verwitterungsintensität bei steigender Meereshöhe aufweisen müßten, wie dies an der Südabdachung der zentralasiatischen Gebirgsmasse eindeutig nachgewiesen wurde (BÄUMLER et al. 1991 und 1996, BÄUMLER 1993). Die Unterschiede in der Bodenentwicklung zwischen Profil 4 aus den Ablagerungen des höchstgelegenen Eisrandes am Unterlauf des Barkrak in 2870 m ü. M. und Profil 9 in 1650 m ü. M. sind dagegen - ähnliches Alter der Ablagerungen vorausgesetzt - gut mit den unterschiedlichen Verwitterungsbedingungen in Abhängigkeit von der Meereshöhe und aufgrund von der Distanz der Ablagerungen vom Einzugsgebiet der Gletscher zu erklären. Profil 9 ist im Vergleich zu Profil 4 etwas stärker verwittert und das mitgeführte Geschiebe ist größtenteils aufgemahlen, was sich in einem geringeren Sand- und höheren Mittel- und Feinschluffanteil, nicht jedoch in höheren Tongehalten manifestiert. Die glazialgeomorphologischen Befunde deuten wiederum darauf hin, daß es sich bei Saritschajak um Ablagerungen der letzten Hauptvergletscherung handelt, obwohl die berechnete Schneegrenzdepression in bezug auf die in Hoch- und Zentralasien gefundenen Werte für ein spätglaziales Stadium spricht. Für eine eindeutige Klärung dieser Antimonie zwischen den glazialgeomorphologischen und bodenkundlichen Befunden sind aus unserer Sicht weitergehende Untersuchungen erforderlich.

Schlußfolgerungen

Überblickt man diese Ergebnisse, so ist festzuhalten, daß bodengeographische Untersuchungen einen wichtigen Beitrag leisten können zur Identifizierung glazialer Ablagerungen. Sie haben deshalb für die Rekonstruktion von Gletscher- und Klimaschwankungen eine große Bedeutung. Untersuchungen dieser Art sollten begleitet werden von quantitativen

Aussagen zur Verwitterungsintensität, sowie lichenometrischen und pollenanalytischen Erhebungen. Bodengeographische Befunde können jedoch absolute Altersdatierungen z. B. mittels Radiocarbonanalysen nicht ersetzen.

Im Vergleich zu den bisherigen Vorstellungen über das Ausmaß der Vergletscherung im Tianshan gilt, daß die Untergrenze der jüngsten Hauptvergletscherung im engeren Arbeitsgebiet nicht bei 2000 bis 2500 m liegt (ZABIROV 1958, KORZHENEVSKIY 1960, POPOV 1960, GRIGORENKO 1970), sondern bei 1500 bis 1600 m, was gut mit Befunden von HEUBERGER (persönliche Mitteilung) im nördlichen Tianshan (Kirgisien, südl. von Bischkek) und von GROSSWALD et al. (1994) in der Region um den Issyk-Kul See übereinstimmt. Die morphologischen Gegebenheiten im Barkraktal deuten jedoch darauf hin, daß frühere Vergletscherungen wesentlich intensiver waren als jene der letzten Hauptvergletscherung (vgl. auch POPOV 1960, GRIGORENKO 1970).

Zusammenfassung

Die Gletscher im Oigaing- und Maidantal im Westlichen Tianshan (Usbekistan) reichten während der letzten Hauptvergletscherung bis 1500/1600 m herab, wie Endmoränen eindeutig belegen. Die Böden dieser Moränen sind bis etwa 80 cm Tiefe verbraunt. Im Oigainghaupttal finden sich weitere geschichtliche Ablagerungen, so z. B. bei Beschtor in 1700–1720 m (Nr. 3 in Abb. 1) und an der Einmündung des Tekesch (2160 m) bzw. Aütors (2200–2280 m) in den Oigaing (Nr. 4 bzw. 5 in Abb. 1). Sie sind vermutlich hochglazialer bzw. spätglazialer Genese.

Die Seitentäler des Tekesch, Aütors und Barkrak weisen in 2500 bis 2700 m jeweils spätglaziale Stümpf- bzw. Grundmoränen auf (Nr. 7, 6, 9 in Abb. 1), im Tekesch- und im Barkraktal zusätzlich in 2810 m (Nr. 8 in Abb. 1) bzw. 3100 m Höhe (Nr. 10 in Abb. 1) mittelholozäne Ablagerungen.

Oberhalb (> 2850 m) der hochglazialen Eisrandleisten (Nr. 14 in Abb. 1) finden sich im unteren Barkraktal interglaziale Böden aus älterquartären Schottern. Der Profilaufbau läßt Schichtigkeit erkennen mit einer verbrauchten Solifluktsdecke über einem in situ Bv-Horizont. Die Verbraunung reicht bis in 105 cm Bodentiefe.

Die Eismächtigkeit lag im Barkrak-Tal überschlagsweise bei 300 m, bezogen auf die Höhendifferenz zwischen der obersten identifizierbaren Eisrandleiste und der rezenten Talsohle.

Oberhalb der Eisrandleisten (Nr. 13 in Abb. 1) in 3400 m im oberen Barkraktal finden sich bis 3800 m zwar keine wallförmigen Moränen oder Geländebzw. Moränenkanten, jedoch reichlich z. T. sehr mächtige Erratika und Geschiebe. Sie dokumentieren ältere Vergletscherungen, die wesentlich mächtiger

waren als jene der jüngsten Hauptvergletscherung. Die korrespondierenden Moränen konnten wir nicht identifizieren.

Dank

Unser verbindlichster Dank gilt der Deutschen Forschungsgemeinschaft für die finanzielle Förderung dieser Untersuchung (436 RUS 113/6/1). Den Mitgliedern der Akademie der Wissenschaften in Tashkent, Abteilung Glaziologie, danken wir für die großzügige und freundschaftliche Unterstützung während der Geländearbeiten.

4 Schriftenverzeichnis

- AG BODENKUNDE (1982): Bodenkundliche Kartieranleitung (3. Aufl.). Hannover, 331 S.
- ANDERSEN, J. L. & SOLLID, J. L. (1971): Glacial chronology and glacial geomorphology in the marginal zones of the glaciers, Midtdalsbreen and Nigardsbreen, South Norway. *Norsk geogr. Tidsskr.* **25**: 1–38.
- BÄUMLER, R. (1993): Bodenbildung und Verwitterungsintensität auf Moränen und Gletscherablagerungen im Khumbu Himal und oberen Solu-Tal, Ostnepal. *Innsbrucker Geograph. Studien* **20**: 29–45.
- BÄUMLER, R., ZECH, W., HEUBERGER, H. & WIHER-DIETENBACH, K. (1991): Investigations on the intensity of weathering of soils developed from glacial and fluvioglacial deposits and their relationship with the history of the landscape in the Mt. Everest region. *Geoderma* **48**: 223–243.
- BÄUMLER, R., KEMP-OBERHEITTINGER, M., ZECH, W., HEUBERGER, H., SIEBERT, A., MADHUKARMI, D. P. & POUDEL, K. P. (1996): Soil weathering on glacial and glaciofluvial deposits in the Langtang valley (Central Nepal) and its relation to the glacial history. *Z. Geomorphologie N. F.* **103**: 373–387.
- BIRKELAND, P. W. (1978): Soil development as an indication of relative age of quaternary deposits, Baffin Island, N.W.T., Canada. *Arctic and Alpine Research* **10**: 733–747.
- (1984): Holocene soil chronofunctions, Southern Alps, New Zealand. *Geoderma* **34**: 115–134.
- DYURGEROV, M. B., MIKHALENKO, V. N., KUNAKHOVITCH, M. G., USHURTSSEV, S. N., LIU, C. & XIE, Z. (1994): On the Cause of Glacier Mass Balance Variations in the Tian Shan Mountains. *Geojournal* **33**, 2/3: 311–317.
- FITZE, P. (1980): Zur Bodenentwicklung auf Moränen in den Alpen. *Geographica Helvetica* **3**: 97–106.
- (1982): Zur Relativedatierung von Moränen aus der Sicht der Bodenentwicklung in den kristallinen Zentralalpen. *Catena* **8**: 265–306.
- GRIGORENKO, P. G. (1970): The main features of the geological history of Kirgizskiy Tian-Shan in the Pleistocene. Materials on the geology of Caenozoic and recent tectonics of Tian-Shan, Frunze, 5–23 (in Russian).
- GROSSWALD, M. G., KUHLE, M. & FASTOOK, J. L. (1994): Würm glaciation of lake Issyk-Kul area, Tian Shan Mts.: A case study in glacial history of Central Asia. *Geojournal* **33**: 273–310.
- HEUBERGER, H. (1956): Beobachtungen über die heutige und eiszeitliche Vergletscherung in Ost-Nepal. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* **7**: 175–185.

- HEUBERGER, H. (1966): Gletschergeschichtliche Untersuchungen in den Zentralalpen zwischen Sellrain und Ötztal. Innsbruck und München: Wissenschaftliche Alpenvereinshefte **20**: 126.
 – (1968): Die Alpengletscher im Spät- und Postglazial. Eiszeitalter und Gegenwart **19**: 270-275.
- HÖFER, H. v. (1879): Gletscher und Eiszeitstudien. Sitzungsbericht d. Akademie d. Wissenschaften Wien, math.-phys. Klasse I **79**: 331-367.
- INNES, J. L. (1984): Relative Dating of Neoglacial Moraine Ridges in North Norway. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie **20**: 53-63.
- KARLEN, W. (1973): Holocene glacier and climatic variations, Kebnekaise Mountains, Swedish Lappland. Geogr. Annaler **55A**: 29-63.
 – (1982): Holocene glacier fluctuations in Scandinavia. Striae **18**: 26-34.
- KORZHENEVSKIY, N. L. (1960): The nature of Central Asia. Tashkent, 22-30 (in Russian).
- KERSCHNER, H. & BERKTOLD, E. (1981): Spätglaziale Gletscherstände und Schuttformen im Senderstal, Nördliche Stubaier Alpen, Tirol. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie **17**: 125-134.
- KUHLE, M. (1994): Present and Pleistocene Glaciation on the North-Western Margin of Tibet between the Karakorum Main Ridge and the Tarim Basin, Supporting the Evidence of a Pleistocene Inland Glaciation in Tibet. Geofournal **33.2/3**: 133-272.
- MELLOR, A. (1987): A pedogenic investigation of some soil chronosequences on neoglacial moraine ridges, Southern Norway: Examination of soil chemical data using principal component analysis. Catena **14**: 369-381.
- PAYZEET, G. & BORTENSCHLAGER, S. (1978): Zur Chronologie des Spät- und Postglazials im Ötztal und Inntal (Östalpen, Tirol). In: B. FRENZEL (Hrsg.). Führer zur Exkursionstagung des IGCP-Projekts 75/1/24 „Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere“, 5. - 13. Sept. 1976, Bonn-Bad Godesberg, 185-197.
- POPOV, V. V. (1960): Stratigraphy of Antropogen in Tian Shan. Reports of the Institute of Geology, Academy of Sciences USSR **26**: 116-126 (in Russian).
- ROTHLISBERGER, F. & GEYH, M. A. (1985): Glacier Variations in Himalayas and Karakorum. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie **21**: 237-249.
- SAVOSKUL, O. S. & DRECHSEL, P. (1994): To the history of glaciation of the Pskem river basin in the Holocene. Materials of Glaciological Studies **78**: 70-78.
 – (1996): Lichenometric evidence of the Late Holocene glacier variations in the Oigang river basin, Western Tian Shan, Central Asia. Zeitschrift f. Gletscherkunde und Glazialgeologie, eingereicht.
- SHIRAIWA, T. & WATANABE, T. (1991): Late Quaternary Glacial Fluctuations in the Langtang Valley, Nepal Himalaya. Reconstructed by relative Dating Methods. Arctic and Alpine Research **23**: 404-416.
- VASILKOVSKIY, N. P. (1951): To the question of age division of Quaternary deposits of NE Uzbekistan. Report of the Institute of Geology, Uzbekish Academy of Sciences, Tashkent, 5-44 (in Russian).
- ZABROV, R. D. (1958): Glaciation of Central Asia. Reports of Tian-Shan physical geographical station, Frunze, 56-72 (in Russian).
- ZOLLER, H., SCHINDLER, C. & ROTHLISBERGER, H. (1966): Postglaziale Gletscherstände und Klimaschwankungen im Gothardmassiv und Vorderrheingebiet. Verh. d. Naturf. Ges. Basel **77**: 97-164.

Manuskript eingegangen am 19. 06. 1995

Bericht

über die IGBP Regional Konferenz

„Global Environmental Change: Implications for Southern Africa“ vom 24.-26. April 1995 in Pretoria, Republik Südafrika, und

über die XII. Konferenz der

„Southern African Society for Quaternary Research (SASQUA)“ vom 30. April bis 6. Mai 1995 in Kapstadt, Republik Südafrika.

MANFRED BUCH & JÜRGEN RUNGE *)

Die IGBP-Regionalkonferenz mit dem Rahmenthema Global Environmental Change: Implications for Southern Africa fand vom 24.-26. April 1995 im CSIR Conference Center bei Pretoria statt. Die Tagung wurde im wesentlichen durch das südafrikanische nationale Komitee für das Internationale Geo-Biosphären-Programm (IGBP) unter Mitwirkung des CSIR (Council for Scientific and Industrial Research) und der FRD (South African Foundation for Research Development, Dr. DAN WALMSLEY & Mrs. LOUIS BOTTEN) ausgerichtet. Das vormals staatliche CSIR wurde 1994 privatisiert; die FRD stellt dagegen ein neues staatliches Instrument zur Forschungsförderung in Südafrika, vergleichbar der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG), dar. Gegenwärtig werden insbesondere Forschungsansätze gefördert, die der Unterstützung bisher unterprivilegierter und sozial schwacher Bevölkerungsschichten dienen, Forschungsansätze aus der Grundlagenforschung werden es somit in Zukunft in Südafrika schwerer haben als bisher.

Die Rahmenbedingungen im CSIR Konferenzzentrum waren für die IGBP-Tagung ideal. Große, technisch bestens ausgestattete Hörsäle und die gute Versorgung der Konferenzteilnehmer durch das CSIR-Personal boten ausgezeichnete Voraussetzungen, um neben den Vorträgen beim gemeinsamen Mittagessen oder beim Kaffee neue Kontakte zu knüpfen und das Gespräch mit Kollegen zu suchen.

Die bisher weitgehend friedliche politische Wende nach den demokratischen Wahlen vom April 1994 war sicher einer der Gründe dafür, daß diese zweite IGBP Regionalkonferenz in Südafrika nach 1989 so starken Zuspruch fand. Über 250 Teilnehmer aus mehr als 20 Staaten gaben der Tagung deutlich überregionalen Charakter. Die deutsche Seite war durch Atmosphärenphysiker/Meteorologen und Chemiker

(H. GRASSL, Hamburg & G. HELAS, MPI-Mainz) sowie durch einen Physiogeographen (J. RUNGE, Paderborn) vertreten.

Ziele der Konferenz waren:

- Informationen über die Aktivitäten des IGBP zu geben,
- die Global Change Forschung im Südlichen Afrika anzuregen,
- die Entwicklung regionaler und überregionaler Kooperationen zu fördern,
- die Präsentation von Forschungsergebnissen aus dem Südlichen Afrika,
- die Diskussion über zukünftige und neue Aktivitäten zu Fragen des „Environmental Change“ in Südafrika zu führen.

Die Konferenz gliederte sich in 15 Sitzungen, die als Plenar- und als Parallelveranstaltung organisiert waren. Schwerpunkte der Eröffnungsreferate waren allgemeine Ausführungen zur Struktur des IGBP (C. RAPPLEY, Stockholm) und zur gegenwärtigen Umweltpolitik der südafrikanischen Regierung und deren Erfordernissen für die Zukunft (F. HANEKOM, Pretoria).

Plenarvorträge mit stärker spezialisierten Themen präsentierten J. FIELD (JGOFS: The role of the oceans in carbon flux) und B. SCHOLLES (Global changes and Southern African terrestrial ecosystems). Im Mittelpunkt der übrigen Sitzungen standen Forschungsergebnisse zum Problemkreis des Global Change aus dem Südlichen Afrika und teilweise auch aus angrenzenden äquatorialen Regionen des Kontinents (z.B. J.W. FORJE, E.O. ODADA, J. MWORIA-MAITIMA und J. RUNGE mit Beiträgen aus Kamerun, Kenia und Zaire). Breiten Raum nahmen Spezialveranstaltungen zu empirischen Forschungsbereichen wie Past Climate

*Anschriften der Verfasser: PD Dr. habil M. BUCH, Universität Regensburg, Philosophische Fakultät III-Geschichte, Gesellschaft und Geographie-, D-93010 Regensburg.

Dr. J. RUNGE, Universität Paderborn, FB I-Physische Geographie, D-33095 Paderborn.

Changes, Climate and Rainfall, Terrestrial Ecology and Land use ein. Dem gegenüber stand der komplexe Themenbereich der Land-Ozean-Beziehungen und der Atmosphärischen Gase, wie auch die Modellierung von früheren und zukünftigen Klimatrends, wobei angemerkt werden muß, daß die Datengrundlagen häufig noch nicht die nötige Komplexität aufweisen, die für realistische Klima- und Umweltwandel-Szenarien erforderlich wären. Das SAFARI-Programm, das besonders den Einfluß von Buschfeuern im Südlichen Afrika mit Hilfe von Remote Sensing-Daten (NOAA) und atmosphärischen Messungen von Flugzeugen aus untersucht, war ein herausragender Tagungspunkt. Bemerkenswert ist hierbei die Feststellung der SAFARI-Autoren (P. D. TYSON, G. HELAS u. a.), daß die Häufigkeit und die Intensität von Feuerereignissen in den südafrikanischen Savannen bisher eher überschätzt wurde. Für die Modellierungen bedeutet dies, daß künftig der anthropogen induzierte Spurengaseintrag in die Atmosphäre geringer veranschlagt werden muß.

Beiträge mit sozio-ökonomischen Fragestellungen behandelten nur zwei Sitzungen (Human Dimensions und Human Values). Der wichtige Komplex anthropogen ausgelöster Umweltveränderungen durch das soziale und gesellschaftliche Umfeld wurde im Rahmen der Konferenz wenig berücksichtigt. Dies ist bedauerlich, da gerade am Beispiel Südafrikas zahlreiche umweltrelevante Probleme mit sozio-ökonomischen Hintergründen und Ursachen existieren (z. B. Landdegradation in den ehemaligen Homelands). Es wäre sicherlich lohnend gewesen, diesen Aspekt stärker in das Gesamtkonzept der Tagung mit einzubeziehen. Die wenigen „angewandten“ Vorträge blieben abgehoben und waren sehr theoretisch mit Blick auf die südafrikanische Wirklichkeit im Jahre 1995. Neben der Vielzahl interessanter, informativer und anregender Sachbeiträge blieb auch bei dieser „Global Change“-Konferenz das generelle Problem, die empirisch gewonnenen Forschungsergebnisse mit den Ansätzen theoretischer Modelle in Einklang zu bringen. In Pretoria dominierte deutlich die angelsächsische „Modellisten“-Schule; für die „Empiriker“ blieb es schwierig, die Ergebnisse von Geländearbeiten in diese Modelle zu integrieren und das Interesse der Modellisten für diese empirischen Daten zu gewinnen. Die IGBP-Struktur scheint zu komplex und zu schwerfällig zu sein, um auf direktem Wege eine Bündelung und Optimierung der vielfältigen nationalen Aktivitäten zu erreichen. Dieser Eindruck verstärkte sich auf der zentralen Abschlußdiskussion. Sie war v. a. dadurch gekennzeichnet, daß jetzt jenseits der IGBP-Strukturen nach neuen administrativen Organen und Programmen gesucht wird (z. B. START), um den Weg aus der strukturellen Krise zu finden. Hiermit verbindet sich die Hoffnung, allein durch neue Programme und zusätzliche internationale Gre-

mien eine höhere Effektivität der umweltbezogenen Forschung zu erzielen.

Im Anschluß an die IGBP-Tagung in Pretoria fand vom 30. April bis zum 6. Mai 1995 auf Einladung des Südafrikanischen Museums in Kapstadt die XII. alle zwei Jahre ausgerichtete Konferenz der Southern African Society for Quaternary Research (SASQUA) statt. Die Konferenz wurde von der lokalen Tagungspräsidentin, Frau Dr. MARGARET AVERY und ihren Kollegen perfekt organisiert.

An den Vortragsitzungen vom 1.-3. Mai nahmen insgesamt 67 Kollegen teil, darunter auch auswärtige Gäste wie Dr. J. MWORIA-MAITIMA vom National Museum of Kenya, Nairobi sowie PD Dr. habil. M. BUCH und Dr. J. RUNGE aus Deutschland. Die Vorträge wurden in neun Sitzungen gegliedert, die sich mit folgenden Themenkomplexen beschäftigten:

1. Mensch und Wildtierwelt
2. Periglazialformen
3. Vegetation
4. Klimaänderungen
5. Marine Umwelt
6. Analysetechniken
7. Küstenräume
8. Terrestrische Umwelt
9. Fluviale Systeme

Zahlenmäßig und die Präsentation inhaltlich neuer Ergebnisse der Quartärforschung betreffend, dominierten Beiträge zu den Bereichen der Marinen Umwelt und der Küstenräume. Allein 10 der 35 Beiträge waren diesem Themenbereich zuzuordnen. Die südafrikanische Quartärforschung scheint sich wohl auch aus praktischen Erwägungen zur Zeit insbesondere jenen Untersuchungsräumen zuzuwenden, die von den erwarteten anthropogen induzierten Klima- und Umweltveränderungen am stärksten betroffen scheinen. Auffallend bei diesem Untersuchungsschwerpunkt ist, daß die Arbeitstechniken oft den Ingenieurwissenschaften entlehnt sind. Daraus ergeben sich in einer zwanglosen Rückkopplung zweifellos auch Arbeitsfelder für geowissenschaftlich ausgebildete Hochschulabsolventen. Es ist ohnehin auffallend, daß der Übergang von geowissenschaftlicher-kommerzieller Beratungstätigkeit und geowissenschaftlicher Grundlagenforschung (und vice versa) den südafrikanischen Kollegen erfreulicherweise wenig Kopfzerbrechen bereitet.

Beim Vergleich der marinen und terrestrischen Quartärforschung ist festzuhalten, daß erstgenannte Richtung zur Zeit ein besonderes Forschungsinteresse findet. Dies deckt sich mit einem allgemeinen Trend, der auch auf der IGBP-Tagung festgestellt werden konnte. Rekonstruktionen zum quartären Klimawandel im Bereich des marinen Milieus basieren inzwischen auf einem breiten Spektrum hochspezieseller Untersu-

chungsmethoden. An marinen Sedimentkernen werden Untersuchungen zur biogeochemischen Variabilität (Gehalt an biogenem Silizium [Diatomeen] sowie Gehalt an säurelöslichen und reduzierbaren Sulfiden, G. BAILEY), zum Gehalt an benthonischen und planktonischen Foraminiferen (D.C. DALE & I.K. McMILLAN) sowie zum Wandel von Molluskengesellschaften (J. PETHER) durchgeführt. Viele dieser Untersuchungen wurden unmittelbar durch angewandte Fragestellungen (z.B. aus dem Bereich des Fischereiwesens) motiviert. Hinzu kommen paläoklimatische Studien an Korallenstöcken vor der südafrikanischen Küste, die eine zeitlich hochauflösende (jahrgenaue) Rekonstruktion der letzten 137 Jahre erlauben (P. J. RAMSAY) sowie Modellierungen der Meeresoberflächentemperaturen im Umkreis des südafrikanischen Subkontinents seit dem ^{18}O -Isotopenstadium 8 (T.C. PARTRIDGE & J. HAMILTON).

Insbesondere die Molluskenbefunde von J. PETHER (Kapstadt) eröffnen neue Ansätze für die Interpretation terrestrischer Befunde zum spätglazialen und holozänen Klima- und Umweltwandel auf der Westseite des südafrikanischen Subkontinents. Im Bereich des Orange-River-Schelfs können zwei Perioden mit einem verstärkten Zustrom von warmem Agulhas-Meerwasser zwischen 13,5 ka und 12,5 ka sowie um 10 ka (^{14}C -Jahre B.P.) erfaßt werden. Andererseits wird das Auftreten von westafrikanischen Warmwasser-Mollusken und -Austern vor der namibischen Küste zwischen 6 und 8 ka (^{14}C -Jahre B.P.) als Hinweis für Benguela El Niño-Ereignisse während des frühen Holozäns interpretiert.

Nach den spektakulären terrestrischen/limnischen Untersuchungsergebnissen im Bereich der Pretoria Saltpan, die eine Rekonstruktion des Umweltwandels über die letzten 200 000 Jahre erlauben (PARTRIDGE et al. 1993), scheint aktuell eine Phase mit kleinen Erkenntnisfortschritten und einer methodischen Neuorientierung angebrochen zu sein. Studien an archäologisch bearbeiteten Lokalitäten in der südwestlichen Kap-Provinz, die um eine Verbindung von marinen und terrestrischen Befunden bemüht sind (Beitrag von J. LEE-THORP & A. JERADINO), bedürfen noch einer regionalen Einbindung. Methodisch neue Aspekte präsentierte M.Q.W. JONES, P.D. TYSON & G.R.J. COOPER mit einer Rekonstruktion der Oberflächentemperatur-Geschichte durch eine inverse Interpretation der Messungen von Bohrlochtemperaturen; A.S. TALMA & M. STUTE mit der Rekonstruktion von Paläotemperaturen von artesischem Grundwasser im Süden Namibias sowie P. J. HOLMES & M. E. MARKER und M. BUCH mit der geomorphologischen und paläopedologischen Bearbeitung von Pfannen/Lunette-Dünen-Komplexen zur Rekonstruktion des jungquartären Umweltwandels in der nordöstlichen Kap-Provinz und im Etoscha Nationalpark Nord-Namibias.

Als Fazit der SASQUA-Konferenz in Kapstadt bleibt

aus Sicht der deutschen Teilnehmer herauszustellen:

1. Auf der Grundlage neuer methodischer Ansätze verlangt das bisher entworfene Bild des quartären Klima- und Umweltwandels im Südlichen Afrika mindestens nach Korrekturen, wenn nicht gar nach einer umfassenden Überarbeitung. Dabei wird es auch notwendig sein, „Glaubenslehren“ über Bord zu werfen, die sich auf Grund von Datierungen an karbonatischen Proben im Verlauf der letzten Jahre verfestigt haben. Dies gilt offenkundig auch für andere Regionen Afrikas, wie die präsentierten Ergebnisse von J. RUNGE zur spätquartären Landschafts- und Vegetationsdynamik in bisher kaum untersuchten Gebieten Zentralafrikas zeigen. Es ist daher nur allzu verständlich, daß sich - mit Ausnahme des Vortrages von C. I. WRIGHT zur känozoischen Entwicklung der südostafrikanischen Küstenebene - kein weiterer Beitrag an eine Zusammenschau regionaler Einzelbefunde herantraute.

2. Der interessante wissenschaftliche Streit der „Befürworter“ und „Gegner“ einer Vergletscherung des Hochlandes von Lesotho bleibt weiterhin unentschieden.

3. Maßgeblich für den Erkenntnisfortschritt zum quartären Klima- und Umweltwandel im südlichen Afrika ist die äußerst fruchtbare Verknüpfung von angewandter Forschung und Grundlagenforschung. Nur durch kommerzielle Aufträge ist es heute möglich, die notwendige Vielzahl von Einzelbefunden zu erarbeiten und zusammenzufügen sowie die dargestellte Breite des methodischen Instrumentariums anzuwenden. Den Beweis, daß selbst ein ausgewiesenermaßen erfolgreich arbeitender Ingenieur-Geologe der „reinen“ Wissenschaft verbunden bleiben kann, hat der humorvolle Abendvortrag von DR. RODNEY MAUD geliefert.

4. Besonders angenehm war die gute Arbeitsatmosphäre anlässlich der SASQUA-Konferenz. Die südafrikanischen Kollegen haben es während der Tage in Kapstadt verstanden, eine intensive Diskussion der Forschungsergebnisse mit einer gewissen Leichtigkeit des Seins zu verbinden. Unvergessen ist auch das gemeinsame Konferenz-Abendessen in der imposanten Wal-Halle des Südafrikanischen Museums. Dies und das typische Lebensgefühl in der Kap-Provinz haben auf die deutschen Teilnehmer sehr inspirierend gewirkt.

Herzlichen Dank an die südafrikanischen Kollegen für die erwiesene Gastfreundschaft.

Literaturhinweis:

PARTRIDGE, T.C. et al. (1993): The Pretoria Saltpan: a 200,000 year Southern African lacustrine sequence. - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 101:317-337, Amsterdam.

Bericht über das V. Internationale Drumlin-Symposium der INQUA Commission on Glaciation

International Union for Quaternary Research (INQUA), Commission on Glaciation
Interkongreßperiode XV 1995-1999

JAN A. PIOTROWSKI *)

Präsident: DAVID M. MICKELSON, Department of Geology and Geophysics, University of Wisconsin, Weeks Hall for Geological Sciences, Madison, Wisconsin 53706, U. S. A. Fax 608-262-0693, e-mail davem@geology.wisc.edu

Vizepräsident: JAN A. PIOTROWSKI, Institute of Geology and Palaeontology, University of Kiel, Olshausenstr. 40, D-24118 Kiel, Germany. Fax (0) 431-880 4376, e-mail NOE57@rz.uni-kiel.d400.de.

Sekretärin: ARDITH HANSEL, Illinois State Geological Survey, Natural Resources Building, 615 East Peabody Drive, Champaign, IL 61820, U. S. A. Fax 217-333-2830, e-mail hansel@geoserv.isgs.edu, <http://geology.wisc.edu/cog>

Arbeitsgruppen

Thematische Arbeitsgruppen

1. Glacial Tectonics
Leiter: J. Hart (U.K.)
2. Geospatial Analysis of Glaciated Environments
Leiter: J. Aber (U.S.A.), O. Humlum (Dänemark)
3. Subglacial Processes
Leiter: J. Rose (U.K.)
4. Sedimentology of Glaciogenic Deposits
Leiter: A. J. Russel (U.K.)
5. Extent und Chronology of Glaciations
Leiter: J. Ehlers (Germany), P. Gibbard (U.K.)

Regionale Arbeitsgruppen und Projekte

1. Monsoon Asia
Leiter: Li Jijun (China)
2. Peribaltic Group
Leiter: L. Marks (Polen)
3. Southeast Scandinavian Ice Sheet
Leiter: A. Gaigalas (Litauen)
4. Project on Glacial Mapping
Leiter: W. P. Warren (Irland)

Unter Glazialgeologen und Geomorphologen gibt es eine bereits 10jährige Tradition, sich im Rahmen von Drumlin-Symposien Gedanken über subglaziale Pro-

zesse, Sedimente und Geländeformen mit besonderer Berücksichtigung der Drumlinbildung zu machen. Seit dem ersten, von John Menzies und Jim Rose 1985 in Manchester organisierten Drumlin-Symposium, das ein enormes Interesse erregte und zur verstärkten Forschung der Dynamik der Gletscher/Untergrund-Grenzfläche stimulierte, fanden fünf weitere Drumlin-Symposia statt (Ottawa 1987, Oulu 1990, Coleraine 1992 und Berlin 1995). Wir haben versucht, eine der ältesten und wahrscheinlich auch der spannendsten Fragen der Glazialgeologie zu beantworten *und zwar: Wie entstehen Drumlins? Solange wir keine überzeugende Antwort darauf haben, wird es immer einen weißen Fleck auf unserem Verständnis der subglazialen Prozesse im allgemeinen geben, und unser Wissen über die Bewegungsmechanismen der Eiskappen auf unkonsolidiertem Untergrund wird lückenhaft bleiben.

Auf dem von J. A. Piotrowski, K. A. Habbe und D. Ellwanger im Rahmen des XIV. INQUA-Kongresses organisierten Berliner Drumlin-Symposium wurden 15 Vorträge gehalten und 2 Poster ausgestellt. In dem Gast-Vortrag gab John Menzies einen Überblick über die Geschichte der Drumlinforschung und die Evolution der Ideen zur Drumlingeneese. Er betonte den heutigen geteilten Trend in der Drumlinforschung mit einerseits den morpho-sedimentologischen und andererseits den glazio-sedimentologischen Methoden. Aus einer großen und oft widersprüchlichen Vielfalt an Auffassungen zur Drumlingeneese haben sich in den letzten Jahren zwei Hauptmeinungen herauskristallisiert: Entstehung durch subglaziale Sedimentverformung und Entstehung durch subglaziale Schmelzwasserwirkung. Dave Mickelson sprach über die Bildungsstadien der stromlinienförmigen Hügel des Green Bay Eislobus in Wisconsin, wo durch Eisschub riffelartig geformte Tills ältere Drumlins überlagern. Drumlinbildung ging hier mit der Erosion und Glazialtektonik einher. Kennzeichnend für die Phasen der Drumlinentstehung waren ein steiles Eisprofil und basale Scherspannungen von ca. 25 kPa. Ein großes Drumlinfeld wurde während der Still-

standsphase des Gletschers an der maximalen Ausdehnungsgrenze gebildet. Carrie Patterson trug über die Fließdynamik des Des Moines-Gletscherlobus in Minnesota vor. Dieser Lobus wird als eine Verlängerung des laurentidischen Eisstroms mit einer Eismächtigkeit von unter 300 m und einem Eisvolumen von ca. 27.000 km³ betrachtet. Ähnlich wie bei anderen Eisströmen war die Ausbreitung des Des Moines-Lobus durch ein älteres Relief vorgeprägt. Der starken Exarationswirkung während der Vorstoßphase ist eine regionale, basale Erosionsfläche zu verdanken. Jan A. Plotrowski stellte ein glazidynamisches Konzeptmodell für Nordwestdeutschland vor, in dem die sich von Ort zu Ort ändernden Sedimente zur Entstehung eines Eisuntergrundmosaiks mit stabilen und dazwischenliegenden verformbaren Bereichen führten. Drumlins entstanden in Bereichen mit verstärkter Sedimentverformung, die wiederum vom stark reliefierten Untergrund und von subglazialen Porenwasserfallen begünstigt waren. Änderungen der basalen Gletscherdynamik, interpretiert vom subglazialen Relief und Eisfließpfaden in West-Irland, wurden von Jasper Knight behandelt. Dort lassen sich zwei Sedimentationsmilieus nachweisen, zunächst mit den glazimarin gegründeten und später mit den terrestrischen Eiskappen. Die weitgehend fehlenden Spuren der Übergangsphase deuten auf einen rapiden Umschwung von einem quasi-stationären Zustand in den anderen. Karl Albert Habbe berichtete über subglaziale Erosion im Alpenvorland, mit besonderem Augenmerk auf die übertiefen Becken. Solche Becken entstanden durch subglaziale Schmelzwassererosion während längerer Stillstandsphasen der Gletscher an den maximalen Positionen. Das Schmelzwasser stammte hauptsächlich von der Sommerschmelze auf der Eisoberfläche. In dieser Interpretation entstanden Drumlins ohne Beteiligung des Schmelzwassers in Bereichen der „trockenen“ Gletschererosion.

Zahlreiche Autoren betonten die Rolle der subglazialen Sedimentverformung in der Drumlinbildung. Im Vortrag über die Zusammenhänge zwischen Drumlins und anderen Formen subglazialer glazitektonischer Deformation stellte Jane Hart eine Drumlinklassifizierung in Ablagerungs-, Deformations- und Erosionsdrumlins vor. Alle diese Gruppen sollen als Erosionselemente im System der subglazialen Verformungsschicht betrachtet werden, wobei sich die Unterschiede aus verschiedener Kompetenz der Sedimente ergeben. Die Verformungsschichtprozesse während der Drumlinbildung wurden auch von John Menzies in seinem zweiten Referat über die Chimney Bluffs Drumlins in New York State aufgegriffen. Die mikromorphologische Sedimentstruktur-Analyse liefert dort Hinweise auf eine intensive, syngenetische Tilldeformation. Mikromorphologische Untersuchun-

gen der Diamiktmatrix, meistens anhand der Dünnschliffe, scheinen bei den Rekonstruktionen des Ablagerungs- und des Deformationsvorgangs derzeitig stark an Bedeutung zu gewinnen (z. B. Untersuchungen von Jaap van der Meer) und sind vielversprechend. Viele Deformationsstrukturen wurden auch von Robert Meehan in Drumlins bei Kingscourt in Irland gefunden. Einige aus geschertem und in Druckschattenzonen gepreßten Till bestehende sind dort mit Untergrundkuppen vergesellschaftet, die als Hindernisse für das Eisfließen gewirkt haben. Vitalijs Zelcs sprach über Morphologie und inneren Bau des Burthieks Drumlin-Feldes in Lettland, eines der größten Felder in den Baltischen Staaten. Auch dort kommen glazitektonische Strukturen vor, wie z. B. großmaßstäbige Falten, die parallel zu den Drumlinachsen streichen, oder wie diapirartige Falten in Kernen von drumlinoiden Formen. Drumlinbildung war dort von mehrphasigen glazitektonischen Deformationen begleitet, die sich im Stil von den eingehenden Deformationen im Bereich der von vielen anderen Autoren angesprochenen subglazialen Verformungsschicht unterscheiden. Rezente subglaziale Sedimentdeformationen wurden von Jaap van der Meer beschrieben, der an einem Walliser Gletscher in der Schweiz ephemerische stromlinienförmige Eisbasisstrukturen mehrere Jahre lang beobachtete. Winzige, senkrecht zum Eisrand eingeregelt Lineamente wie auch niedrige Stauwälle parallel zum Eisrand stellen Beispiele von jährlichen glazidynamischen Zyklen in der Nähe des Gletscherrandes dar.

Bedingungen, die wahrscheinlich die Drumlinbildung begünstigen, wurden von Ian J. Smalley geschildert, dessen Forschung in den sechziger Jahren den quantitativen Ansatz in der Drumlinforschung einleitete. In seinen zwei Vorträgen sprach er das Konzept der „self-organizing criticality“ im Zusammenhang mit der Drumlinbildung in einem Verformungsschicht-System an. Wenn ein über einem stromlinienförmigen Drumlinfeld fließender Gletscher weniger Energie braucht als ein Gletscher, der sich über einen flachen Untergrund bewegt, dann ist die Drumlinbildung ein natürlicher Prozeß im subglazialen Milieu. Diese Feststellung provoziert eine Reziprofrage, nämlich: Warum es Grundmoränenbereiche ohne Drumlins gibt? George Dardis griff diese Frage in seinem Vortrag über drumlinfreie Regionen der Britischen Insel auf, die er als „numlin zones“ bezeichnet. Einige Beispiele zeigen, daß „Numlins“ in Bereichen mit mächtigen Lockergesteinen von hoher hydraulischer Leitfähigkeit vorkommen. In diesen Bereichen wurde das basale Schmelzwasser durch subglaziale Grundwasserleiter drainiert. Dieser Zusammenhang kann von großer Bedeutung für die zur Drumlinbildung nötigen Randbedingungen sein.

Subglaziale Prozesse aus Südlappland mit besonderem Augenmerk auf die Sihtuuna-Moräne wurden von Risto Aario vorgestellt. Die mit den Rogen-Moränen genetisch vergesellschaftete Sihtuuna-Moräne entstand in zwei Phasen, wovon die erste mit starker Schmelzwasseraktivität und die zweite mit der Exaration verbunden war. Sihtuuna Tills zeichnen sich durch hohe Goldgehalte mit bis zu 1190 ppb aus, was den angewandten Aspekt der subglazialen Forschung verdeutlicht. In einem Poster über die De Geer-Moränen in Finnland deutete Toive Aartolahti auf die subglaziale Entstehung im eisrandnahen Bereich dieser umstrittenen Geländeformen hin. Das Poster von Maija Haavisto-Hyvärinen ging auf die Genese der sog. „precrags“ in Südwest-Finnland im Zusammenhang mit den glazitektonischen Prozessen entlang der Grenzfläche Eis/Untergrund ein.

Im Anbetracht der aktuell geführten, heftigen Diskussion über die Rolle der hydraulischen Prozesse in subglazialen Milieus, habe ich die weitgehende Abwe-

senheit der Verfechter der Schmelzwassertheorie in der Drumlinbildung bedauert. Diesmal lag der Schwerpunkt eindeutig in der subglazialen Sedimentverformung, aber die Hydro-Freaks werden sich noch mit Sicherheit zu Wort melden.

Auch nach dem fünften Symposium bleibt das Drumlinproblem weiterhin zu lösen, was M. H. Close, der vor ca. 130 Jahren als erster die Drumlingenese ansprach, wahrscheinlich nicht traurig machen würde. Aufgrund der Erfahrungen der letzten 10 Jahre meinen wir aber, daß wir nun zumindest die richtigen Fragen stellen und wir blicken optimistisch in die Zukunft. Weil die Drumlingenese ein wichtiger Schlüssel zum Verständnis der Dynamik ehemaliger Vergletscherungen ist, erklärt die neugegründete INQUA Commission on Glaciation ihre Bereitschaft, die Schirmherrschaft für künftige Drumlintreffen zu übernehmen. Das nächste Drumlin-Symposium wird aller Wahrscheinlichkeit nach 1997 in Nordamerika stattfinden.

JAN A. PIOTROWSKI

Buchbesprechungen

J. EHLERS, S. KOZARSKI & P. GIBBARD (Hrsg.) (1995): *Glacial deposits in North-East Europe* -IX + 626 S., 421 Fig., 23 Tab., 74 Taf.; Rotterdam (Balkema).

Ein Buch mit 53 Einzelbeiträgen aus 10 Ländern – wie soll man das in der gebotenen Kürze referieren? Selbst eine simple Wiedergabe des Inhaltsverzeichnisses würde den Rahmen sprengen. Am liebsten würde ich Teile des Vorwortes zitieren: zum Gedächtnis an den leider unlängst verstorbenen Mit-herausgeber STEPHAN KOZARSKI, der das Zustandekommen des Bandes schildert und daran erinnert, daß J. Ehlers in seinem im Februar 1982 geschriebenen Vorwort zu den „Glacial Deposits in North-West Europe“ noch darauf verwies, daß wegen der „well known difficulties“ eine Bearbeitung von ganz Europa unmöglich sei.

Nun, 13 Jahre später ist das Unmögliche wahr geworden, und es liegen die „Glacial Deposits“ auch von Osteuropa vor – Ostdeutschland eingerechnet. Wie schon im „NW-Europe“ beginnt der Band mit Fennoskandia – hier also Finnland (acht Beiträge). Vorangestellt – und das bleibt bei allen Länderbeiträgen so – ist ein einleitender Artikel über die „Glacial history“, gefolgt von Übersichten zur Pleistozän-Stratigraphie einzelner Landesteile, dann, und das macht den Löwenanteil aus, werden Einzelaspekte zur Glazialmorphologie oder petrogenetische Komplexe erörtert.

Estland, Lettland und Litauen folgen mit je zwei Beiträgen – trotz der Kürze wichtige Informationen aus diesen bis vor kurzem unzugänglichen Ländern bringend, die auch quartärgeologisch eine wichtige Verbindungsfunktion zwischen Fennoskandia und Nordpolen/Norddeutschland haben, man denke nur an die enorme ostbaltische Komponente in den entsprechend geprägten Grundmoränen. Und hier möchte ich doch einen Namen nennen: ALEKSIŠ DREIMANIS – ihm muß es tiefe Befriedigung verschafft haben, in einem solchen Buch die Kapitel über sein Heimatland zu schreiben.

Es folgen Rußland mit neun und die Ukraine mit acht Beiträgen; manches davon wird erstmals außer den Originalarbeiten in englisch zugänglich gemacht. Hier werden bereits in der stratigraphischen Übersichtstabelle gravierende Differenzen zur mittel- bzw. nordwesteuropäischen Quartärstratigraphie

deutlich, z. B. wird das Likvin-Interglazial s. I. (=Holstein) zwischen 300–450 ka angesetzt. Die Einstufung der Don-Glaziation in eine Prä-Elster-Vergleicherung scheint sich zu konsolidieren.

Wegen seiner Größe und der zu den vorhergehend beschriebenen Ländern vermittelnden Lage sind zwei Beiträge für Weißrußland etwas wenig. Auch hier werden die stratigraphischen Differenzen deutlich. Erstaunlich der Einfluß der tektonischen Aktivität auf die glaziären Ablagerungen und Landformen.

Polen ist mit acht Beiträgen angemessen beteiligt. Im einleitenden Artikel ist bemerkenswert, daß das Warthe-Stadium nun als dritter Vorstoß der Odra (=Saale)-Vereisung betrachtet wird. Äquivalente der Don-Vereisung, hauptsächlich auf TL-Datierung basierend, sind mit Skepsis zu betrachten.

Mit der Tschechischen Republik – zwei Beiträge – wird das südlichste Randgebiet der Skandinavischen Vereisung erreicht; beachtlich vielfältig ist trotz dieser Randposition die glaziäre Fazies. Mit zehn Beiträgen aus „Germany“ – das Gebiet der „Neuen Bundesländer“ – schließt sich der Kreis. Zwar ist das Gebiet inzwischen auch im von L. BENDA herausgegebenen „Quartär Deutschlands“ dargestellt, da aber hier der Schwerpunkt eher auf den glaziären Sedimenten liegt, ergänzen sich beide Werke vortrefflich. Willkommen sind auch Informationen über bislang in der Literatur vernachlässigte Gebiete wie die Altmark, wiewohl gerade dies Beispiel zeigt, daß es immer noch „Grenzprobleme“ gibt – aber das ist kein spezifisch ost-westdeutsches Phänomen.

Nachdem man sich durch das Buch geackert hat, beschleicht einen das Gefühl, man müsse noch einmal von vorn anfangen – oder in die (mit 44 Seiten angemessen zitierte) Primärliteratur einsteigen. Zum Glück gibt's zum Schluß einen „general overview“ der drei Herausgeber einschließlich des Versuchs, auf Tab. 23 die regionalen Quartärstratigraphien der zehn Länder unter einen Hut zu bringen. Und da zeigt sich, daß es doch einen Generalkonsensus gibt.

Auch dafür ist den Herausgebern zu danken, insbe-

sondere aber, daß sie sich mit Erfolg der Mühe unterzogen haben, mit diesem Band die Trilogie der

glaziären Sedimente der Skandinavischen Vereisungen zu vollenden.

K.-D. MEYER

J. SWOBODA (1994): Geoökologische Grundlagen der Bodennutzung und deren Auswirkungen auf die Bodenerosion im Grundgebirgsbereich Nord-Benins – ein Beitrag zur Landnutzungsplanung. – Frankfurter Geowiss. Arb., D 18: 120 S., 17 Abb., 26 Tab., 2 Kt.; Frankfurt a. M., Pr.: DM 18,-

Das vorliegende Buch ist zugleich die Dissertation des Autors. Ihr liegen zweijährige Forschungen in Nord-Benin zugrunde. In diesem Landesteil leidet die Landschaft zunehmend unter Übernutzung. Die Studie geht dabei auch den Auswirkungen eines GTZ-Projekts zur Förderung der Tierzucht nach. Sie ist in klassischer Weise gegliedert.

Die Geologie ist nach Erhebungen des Autors als Übersichtsskizze dargestellt. Durch Geländebegehungen konnten Geländeformen die entsprechenden Bodengesellschaften und Nutzungsarten zugeordnet werden und mittels Kombination mit der Luftbildauswertung wurden diese Informationen großflächig übertragen. Als Ergebnis hat der Autor die Pedimente des etwa 180 km² großen Untersuchungsgebietes in einer reizvollen Karte im Maßstab 1:25 000 dargestellt. Detaillierte, viele einzelne Beobachtungen bei Geländebegehungen ergänzen und differenzieren die Pedimentbeschreibungen in der Karte. Im Text folgt die Beschreibung der Böden aus quartären Schuttdecken. Besonders hervorzuheben sind die zahlreichen Zitate aus verschiedenen Fachrichtungen, die die jeweiligen Aussagen unterstützen.

Das folgende Kapitel leitet zu einem Schwerpunkt der Arbeit über: Die Kartierung der Bodengesellschaften. Ähnlich wie bei der Aufnahme der Geomorphologie wurden hierzu Geländearbeiten mit der Luftbildauswertung kombiniert. Die geomorphologische Karte lieferte hierbei erste Hinweise, da Reliefformen und Bodengesellschaft vielfach eng korrespondieren. Durch das Abbohren von Flächen unsicherer Zuordnung und die Übertragung untersuchter Bodenkatene auf gleichartige Geländeformen entstand eine recht differenzierte Bodenkarte im Maßstab 1:25 000. Deren Legende enthält Angaben zum Bodentyp, zur Bodenartenschichtung und zur nutzbaren Feldkapazität. Allein diese Karte stellt einen in vielfacher Hinsicht auswertbaren großen Wert dar. Zahlreiche chemische Analysen repräsentativer Bodenprofile im Text erhöhen die Bedeutung der Karte zusätzlich. Tabellen helfen, diese Daten einzuordnen.

Die ackerbauliche Nutzung der Catene bildet den

folgenden Schwerpunkt der vorliegenden Arbeit. Durch Luftbildauswertung gelang eine flächenhafte Darstellung der Ackerflächen und junger Verspülungen im Maßstab 1:25 000. Hack- und Pflugbau dominieren auf den leichteren, tiefgründigen, terrestrischen Böden und in den Auen. Weidewirtschaft herrscht auf schlecht zu kultivierenden Standorten vor. Um ein Konzept zur Reduzierung erosiver Prozesse entwickeln zu können, hat der Autor die Bevölkerung über Anbauverfahren u. a. befragt. Dieser Schritt ist zur Umsetzung der geomorphologisch-bodenkundlichen Erkenntnisse in ein Bodenschutzkonzept unumgänglich. Die vielfältigen menschlichen, sozialen und ackerbaulichen Abhängigkeiten eröffnen dem Leser ein neues, aufschlußreiches Blickfeld. Der Autor prognostiziert zunehmend geringere Land-Resourcen für den Ackerbau und zunehmende Konkurrenz zur viehhaltenden Bevölkerung. Gemeinsame Bewirtschaftung und (noch) ausreichende Ersatzflächen schmälern die Motivation für Erosionsschutzmaßnahmen. In Feldversuchen wird die erosionsmindernde Wirkung von Brache und mehrjährigen Gräsern quantitativ belegt. Das wiederholte Vermessen linienhafter Erosionsformen ergänzt diese Werte. Als Vergleich zieht der Autor den Sedimenteintrag in einem Staudamm mit 370 ha Einzugsgebiet heran. Abschließend werden alle Maßnahmen zum Erosionsschutz gegenübergestellt und bewertet. Effektive Schritte hierzu werden aufgezeigt.

Das Buch stellt einen wertvollen Beitrag für die Bekämpfung erosiver Prozesse im Untersuchungsgebiet dar. Neben den relevanten Geofaktoren und Prozessen werden auch die sozialökonomischen Zusammenhänge beleuchtet. Hierdurch erhält der Leser ein eindrucksvolles Bild der Wassererosion – von ihren vielfältigen Ursachen bis zu den hier quantifizierten Folgen. Das vorliegende Buch ist somit nicht nur eine sehr gute Grundlage für jede weitere Planung im Untersuchungsgebiet, sondern es liefert gleichzeitig ein schönes Beispiel für einen methodisch interessanten Ansatz bei ähnlichen Fragestellungen. Es wird sehr empfohlen.

BETZER

J. HEINRICH & H. THIEMEYER, (Hrsg.) (1994): Geomorphologisch-boden-geographische Arbeiten in Nord- und Westafrika. – Frankfurter Geowiss. Arb., D 17: 97 S., 28 Abb., 12 Tab., Frankfurt a. M., Pr.: DM 13,-

Die fünf Arbeiten des vorliegenden Buches beruhen auf jüngeren Forschungen in Afrika. Alle Autoren sind ehemalige Schüler von ARNO SEMMEL. Sie setzen in Tradition und Arbeitsweise dessen Forschungen in Afrika fort und bauen zum Teil auf von ihm betreuten Dissertationen auf (Beiträge von SWOBODA und FAUST). Die restlichen drei Arbeiten entstanden im Rahmen des SFB 268 „Kulturentwicklung und Sprachgeschichte im Naturraum Westafrikanische Savanne“.

HEINRICH untersucht Ursachen, Formen und Auswirkungen von Desertifikationsprozessen in der nördlichen Sudanzone Westafrikas. Nacheinander werden drei Untersuchungsgebiete dieses Raumes behandelt: eine Quattärlandschaft, ein Hügelgebiet aus Sandstein und ein Bereich aus Granit, Diorit und Gneis. Aufgrund von geomorphologischen und bodenkundlichen Untersuchungen ließen sich die Flächen differenzieren und mehreren zeitlich zu fixierenden Niveaus zuordnen. Wegen der großen Spannweite der Bodenbildungen (z. B. Lateritkruste und Arenosols aus Dünenansanden) wirkt auch der aquatische Erosionsprozeß in sehr unterschiedlicher Weise auf den Boden ein. So brechen Eisenkrusten nach dem Unterspülen ein, während Flugsande flächenhaften Abspülungsprozessen unterliegen. Diese Ursachen, Formen und Folgen der Wassererosion – auch im Zusammenwirken mit Ackerbau und Weidewirtschaft – sind sehr anschaulich beschrieben und bebildert. Die eingehende und z. T. durch Analysen gestützte Beschreibung der mehrschichtigen Akkumulationsböden in tieferen Lagen erlaubt auch Rückschlüsse auf die Dynamik der erosiven Prozesse in jüngerer Vergangenheit, heute und eine Prognose. Kennzeichen der wachsenden anthropogenen Komponente bei der Desertifikation ist der Durchtransport der Sedimente zum Vorfluter und über diesen hinaus. Der Stellenwert dieser Arbeit ergibt sich vor allem aus der Fülle von Einzelbeobachtungen, die, vom Autor miteinander verknüpft, Ableitungen auf aktuelle und zukünftige Bodenschädigungen zulassen.

THIEMEYER geht in seinem Beitrag auf die standortkundlichen Verhältnisse einer Bodengesellschaft im Dünengebiet Nigerias ein. Die Dünenzüge tragen ein schwaches Rippelmuster, in dessen flachen Ver-

tiefungen vorwiegend Büsche wachsen, während die Rippeln selbst mit Gras bestanden sind. Dieser nutzungsunabhängigen Verteilung wurde mittels umfangreicher Bodenuntersuchungen nachgegangen. Im Mittelpunkt der Ausführungen steht die Beziehung Profilmorphologie – bodengenetischer Teilprozeß.

MÜLLER-HAUDE untersucht die Genese von Decklehmen („hillwash“) im Süden von Burkina Faso. Da diese besonders bei nicht durchwurzelbarem, z. B. lateritischem Untergrund alle entsprechenden Standortansprüche der Pflanzen erfüllen müssen, prägen sie das Landschaftsbild sehr stark. Sehr anschaulich werden unter Auswertung eigener Geländebegehungen die Ursachen der lateralen und vertikalen Materialverlagerungen diskutiert.

Der Beitrag von SWOBODA über die Deckschichten im Grundgebirgsbereich Nord Benins bestätigt einige Aussagen der vorigen Arbeiten. Die fossilen Böden der Verebnungsflächen als auch die allochthonen Deckschichten tragen überwiegend ererbte, z. T. reliktsche Verwitterungsmerkmale. Als die einzigen das Profilbild in situ aktuell prägenden Prozesse sind neben Umlagerungen nur die Vergleyung und Pseudovergleyung auszumachen.

FAUST beschreibt die Bodensequenzen über Flysch, Kalk-, Mergel- und Sandstein im Kroumirbergland Nordtunesiens. Durch Getreideanbau in Steilhanglagen ist es hier in den letzten beiden Jahrhunderten zu intensivem Bodenabtrag mit Kolluvisol- und Auenlehmbildung gekommen. Einen Schwerpunkt der Arbeit bildet die Genese der weit verbreiteten mächtigen, z. T. holozänen Umlagerungsdecken, die die landwirtschaftlichen Kulturen tragen. Der Leser erhält dabei einen plastischen Eindruck der Catenen über verschiedenen Festgesteinen. Der Verzahnung von Umlagerungs- und Bodenbildungsprozessen kommt hier zu Recht große Bedeutung zu.

Nicht nur den Freunden der Arbeiten von ARNO SEMMEL oder thematisch Interessierten sei dieser Band empfohlen. Er gibt darüber hinaus eine Reihe von Beispielen, wie ähnliche Fragestellungen auch in anderen Landschaftsräumen methodisch behandelt werden können.

BETZER

WIGHART VON KOENIGSWALD, (Hrsg.) (1995): Eiszeitliche Tierfährten aus Bottrop-Welheim mit einem Vorwort von HEINZ GÜNTER HORN und Beiträgen von MANFRED FRECHEN,

WIGHART VON KOENIGSWALD, MARTIN SANDER und MARTIN WALDERS

Münchner Geowissenschaftliche Abhandlungen (A) 27, 80 Seiten, 83 Abbildungen und 39 Tabellen, 1 Beilage. Preis 60,- DM. Verlag Friedrich Pfeil. München

Bei der Erweiterung einer Kläranlage in Bottrop-Welheim wurde im Frühjahr 1992 in unverfestigten Ablagerungen der Emscher ein ungewöhnlich reicher Horizont mit jungpleistozänen Tierfährten entdeckt. Auf einer Fläche von ca. 150 m² fanden sich etwa 600 Trittsiegel, die einem Wasservogel und mehreren kaltzeitlichen Säugetieren zugeordnet werden konnten. Die Fährtenplatte wurde vom Museum für Ur- und Ortsgeschichte, Quadrat Bottrop und einem Team der Bochumer Präparatorenschule in Kunststoff abgeformt und geborgen. In vorliegender Monographie wird neben der Bergung die palökologische Ausdeutung sowie die biostratigraphische und physikalische Altersdatierung dieses einmaligen Fundkomplexes dargestellt. Nach einem Vorwort von H. G. HORN wird im ersten Beitrag „Jungpleistozäne Tierfährten aus der Emscher-Niederterrasse von Bottrop-Welheim“ (W. v. KOENIGSWALD, M. WALDERS, M. SANDER) die aufwendige Bergung der Fährtenplatte geschildert sowie das Fährteninventar paläobiologisch und palökologisch ausgedeutet. Etwa die Hälfte der Trittsiegel läßt sich zu 30 Fährten zusammenstellen, von denen gut die Hälfte dem Rentier (*Rangifer tarandus*) zugeordnet werden können. Zwei Fährten stammen von einem großen Rind (*Bos* oder *Bison*), zehn Fährten lassen sich lediglich großen Huftieren zuordnen, unter denen zwei Pferde (*Equus* sp.) gewesen sein dürften. Besonders bemerkenswert sind die Fährten von zwei großen Raubtieren, dem Löwen (*Panthera leo spelaea*) und dem Wolf (*Canis lupus*). Nach der aus der Schrittlänge rekonstruierten gemächlichen Laufgeschwindigkeit haben Raubtiere und Pflanzenfresser die Fährtenplatte zu unterschiedlichen Zeiten überquert. Im zweiten Beitrag „Zur Biostratigraphie der Sägerreste aus der Niederterrasse der Emscher

und der Fährtenplatte von Bottrop-Welheim (W. v. KOENIGSWALD & M. WALDERS)“ wird die Großsäugerfauna aus dem Knochenkies und Schneckensand der älteren und jüngeren Niederterrasse der Emscher vorgestellt und biostratigraphisch ausgewertet. Es ergibt sich ein Früh- bis Mittelweichsel-Alter des Knochenkies-Schneckensand-Komplexes. Die periglaziale Lössau der jüngeren Niederterrasse, zu der auch die Fährtenplatte gehört, wird in das späte Mittel-Weichsel gestellt. Ein Vergleich der auf der Fährtenplatte nachgewiesenen Großsäuger mit den Knochenfunden aus Knochenkies und Schneckensand ergibt eine weitgehende Übereinstimmung. Beide Faunenassoziationen sind durch *Rangifer* als kaltzeitlich gekennzeichnet.

Der dritte Beitrag von M. FRECHEN „Lumineszenz-Datierungen der pleistozänen Tierfährten von Bottrop-Welheim“ bestätigt die biostratigraphische Einstufung. Das Alter des Tierfährtenhorizonts konnte mit der Thermolumineszenz-Methode und der optisch stimulierten Lumineszenz-Methode als oberes Mittelweichsel bzw. Grenzbereich des Mittel-/Oberweichsel präzisiert werden.

Die Bergung und wissenschaftliche Bearbeitung der Fährtenplatte von Bottrop-Welheim ist ein Beispiel für eine gelungene Zusammenarbeit von Universität, Museum und Bodendenkmalpflege. Die Monographie besticht durch ihre gediegene Ausstattung und die guten Abbildungen. Sie ist bei aller wissenschaftlichen Präzision leicht verständlich geschrieben und dürfte daher nicht nur Fachkollegen, sondern auch interessierte Laien ansprechen. Der recht hohe Preis von 60,- DM erscheint angesichts der hohen Druckqualität vertretbar.

TH. MARTIN

KAHLKE, R.-D. (1994): Die Entstehungs-, Entwicklungs- und Verbreitungsgeschichte des oberpleistozänen *Mammuthus-Coelodonta*-Faunenkomplexes in Eurasien (Großsäuger). – Abh. senckberg. naturforsch. Ges. 546: 1-164, 23 Abb.; Frankfurt a. M.

Während des Jungpleistozäns breitete sich in den Kaltzeiten eine sehr einheitliche Fauna über die Hocharktis aus, deren charakteristische Arten das Mammuth (*Mammuthus primigenus*) und das Wollnashorn (*Coelodonta antiquitatis*) sind. Diese Fauna hat zeitweise ein Areal von über 40 Breitengraden und 190 Längengraden in Eurasien besiedelt. Zahlreiche Arten sind darüberhinaus auch nach Nordamerika hinüber gewechselt. Den entsprechenden weiträumigen Biotop hat GUTHRIE als Mammutsteppe bezeichnet. KAHLKE widmet den Großsäugern aus dieser Fauna seine Monographie und geht der Entstehung dieser Faunenassoziation und ihrer Verbreitung nach. Er stellt zusätzlich die Ausbreitung der wichtigsten Arten im eurasiatischen Raum kartographisch dar.

Während die Grunddaten für Mitteleuropa recht gut faßbar sind, konnte KAHLKE eine Bestandsaufnahme in den asiatischen Museen durchführen und die umfangreiche russische Literatur berücksichtigen. Damit deckt die vorliegende Arbeit erstmals den eurasiatischen Raum ab und macht eine Vielzahl von Faunendaten zugänglich. Die Einheitlichkeit der Fauna aus den kaltzeitlichen Steppen ist erst im Mittelpleistozän entstanden. Die einzelnen Taxa gehen weitgehend auf villafranchische Vorstufen in Asien zurück, wo sie allerdings noch in unterschiedlichen Biotopen gelebt haben. Auf der einen Seite stehen die angepaßten Formen der Hocharktis, auf der anderen die Tiere der temperierten, kontinentalen Steppen. Sie nutzten ihre Fähigkeit, mit harter Nahrung fertigzuwerden und starke Temperaturwechsel

zu ertragen, als die Biotope unter der frühmittelpleistozänen Klimadepression verschmolzen sind und die Mammutsteppe bildeten.

Die Faunenassoziation der Mammutsteppe breitet sich bis zum Atlantik nach Westen aus, wird aber während mehrerer Warmzeiten durch die Waldelefantenfauna unter dem atlantischen Klimaeinfluß erheblich zurückgedrängt. Für die wichtigen Taxa führt KAHLKE die frühesten Belege auf, interpretiert die Möglichkeiten der Entstehungszentren und führt zahlreiche biologische Bezüge an, wie etwa die Beziehung zwischen Landschaftstyp und Geweih- bzw. Gehörnformen.

Einen wichtigen Teil der Monographie bilden die Verbreitungskarten für die wichtigsten Arten. Sie beruhen auf mehr als 200 selektierten Fundpunkten, die erstmals den asiatischen Teil mit einschließen. In den Karten wird die maximale Verbreitung dargestellt, sie kann nicht nach Zeiten unterschieden werden. Auch wenn eine bessere zeitliche Auflösung für die Ausbreitungsgeschichte der Großsäuger sowie Fluktuation der Areale von größtem Interesse wären, können derartige Darstellungen noch nicht gegeben werden, weil zuviel Einzelheiten bei der zeitlichen Korrelation von Asien und Europa, ja selbst innerhalb Europas noch offen sind. Auch wenn die vorliegende Monographie diese Fragen noch nicht lösen kann, so ist sie doch auf dem Weg zum Verständnis ein wichtiger Schritt und daher höchst begrüßenswert.

W. V. KOENIGSWALD

LÜTTIG, G. W. [Hrsg.]: *Aggregates – Raw Materials'Giant*.

– *Aggregates Symp.*, 2. internat., 1990, Erlangen, Rep.: 346 S., zahlr. Abb. u. Tab.; Erlangen

Im Gegensatz zu früheren Jahrhunderten, in denen Blöcke und Steine, das heißt Komponenten einer Steine- und Erden-Lagerstätte etwa im Sinne des humorigen Titelbildes dieses Buches benutzt worden sein mögen, stellen die Steine und Erden-Vorkommen heute weltweit eine wichtige Rohstoffbasis der Industrienationen dar. Unter dem Gesichtspunkt des stetig steigenden Bedarfs, der auch weltweit nicht unbegrenzt vorhandenen Vorkommen, der bestehenden konkurrierenden Interessen infolge wachsender Bevölkerungszahlen und dem gleichzeitig größer gewordenen Umweltschutzbewußtsein ist die planmäßige lagerstättenkundliche Erfassung der Vorkommen, deren Abbau, Aufbereitung und Verwertung ein wichtiges nationales und internationales Problem, dem seit einigen Jahren verstärkt Beachtung geschenkt wird.

Dem 1. Internationalen Steine- und Erden-Kongreß für Hartstoffe 1984 in Nizza folgend, faßt das vorliegende Buch die Beiträge des 2. Internationalen Kongresses des Jahres 1990 in Erlangen zusammen, der unter dem Vorsitz bzw. der Organisation von Prof. Dr. G. W. LÜTTIG, Erlangen, stand. Leitthema dieses Buches ist eine Verstärkung der geowissenschaftlichen Beratung bei der Landesplanung und damit eine bessere Berücksichtigung der natürlichen Gegebenheiten, insbesondere bei der oberflächennahen Gewinnung von Bauzuschlagstoffen aus Stein, Kies und Sand (=aggregates).

Die nachfolgenden Beiträge sind thematisch in mehrere Gruppen getrennt, in denen 1. die allgemeine Rohstoffsituation in den einzelnen Steine- und Erden-Gebieten und der Fortschritt bei der Prospektion und Erschließung neuer Lagerstätten, 2. die technische Behandlung und qualitative Kontrolle bzw. Klassifizierung und Einsatzmöglichkeit der Bauzuschlagstoffe für spezielle Vorhaben, 3. die Auswirkungen des Abbaus auf die Umwelt und die nachfolgende natürliche oder anthropogene Nutzung der Abgrabungsflächen sowie 4. die Bedeutung von La-

gerstättenkarten für einen sinnvollen und schonenden Abbau zum Schutz von Natur und Landschaft dargestellt wird.

Durch die Ausrichtung der Tagung in Erlangen unter dem Vorsitz von G.W. LÜTTIG, dem ehemaligen Vizepräsidenten der Bundesanstalt für Bodenforschung, sind die mustergültigen Untersuchungen zu den Lagerstätten Niedersachsens und deren Umsetzung in Naturraumpotentialkarten ein Schwerpunkt dieses Buchs, dem sich durch die Wiedervereinigung die neuen Bundesländer erfreulicherweise bereits mit zahlreichen Beiträgen über ihre eigene Rohstoffsituation angeschlossen haben. Stark vertreten sind auch die west- und nordeuropäischen Länder. Hinzu kommen einige Beiträge aus Übersee. Neben den bereits angerissenen Themen zur Aufspürung und Gewinnung hochwertiger festländischer und mariner Lagerstätten, der Berücksichtigung der Gewinnungs- und Transportkosten bis hin zu den Auswirkungen und Folgen des Abbaus der Lagerstätten auf die Umwelt unter Einhaltung der bestehenden Gesetze und Verordnungen zum Umweltschutz sind allgemein die Anstrengungen der einzelnen Länder zu einer landesweiten Inventur der vorhandenen Ablagerungen an Fest- und Lockergesteinen erkennbar. Ziel ist die Erstellung eines entsprechenden Bodeninformationssystems, d. h. die Speicherung von elektronisch abrufbaren Daten über Menge und Qualität der einzelnen Rohstoffvorkommen.

Daß sich bei einem solchen Kongreß Vertreter der Industrie, Politik und Wissenschaft zusammenfinden und nach einer sinnvollen Lösung bereits im Vorfeld suchen, ist sehr erfreulich. Deshalb ist es nicht nur im Interesse aller Beteiligten, sondern auch der Bevölkerung, daß derartige Kongresse auch in Zukunft stattfinden und daß die dabei gebotenen Beiträge mit ihren vielfältigen Inhalten in einem solchen Band festgehalten werden.

K.SKUPIN

KEILER, J.-A. (1995): Bergung und Präparation pleistozäner Wirbeltierreste unter Berücksichtigung des Fossilmaterials der Komplexfundstelle Untermaßfeld/Südhüningen – Restaurierung und Museumstechnik H. 12, Stuttgart (Theiss), 31 S., 24 Tafeln

Gemessen an der Zahl paläontologisch bearbeiteter pleistozäner Wirbeltierfundstellen sind Abhandlungen, die sich speziell mit der Problematik der Bergung und Präparation der darin enthaltenen Fossilreste beschäftigen, äußerst selten. Das trifft nicht nur für das deutschsprachige Schrifttum zu. Ein solcher Mangel verwundert, existiert doch vor allem unter den Betreuern wirbeltierpaläontologischer Sammlungen ein breiter Interessentenkreis an Informationen darüber, wie zerfallgefährdete, weil mit ungeeigneten Konservierungsverfahren behandelte Knochenpräparate noch erhalten werden können. Und gerade auf dem Gebiet der Konservierungstechnik sind in den letzten Jahrzehnten zahlreiche Fortschritte erreicht worden.

J.-A. KEILER möchte mit seiner Arbeit einen Beitrag zur Verbreitung neuer Erkenntnisse auf diesem Gebiet liefern. Aufgrund seiner langjährigen Grabungs- und Präparationserfahrungen ist er mit der Konservierung fossilen Wirbeltiermaterials bestens vertraut. Am Beispiel der Ausgrabungen an der unterpleistozänen Fundstelle Untermaßfeld erläutert er detailliert sämtliche hierbei wichtigen Arbeitsschritte, von der Bergung bis hin zur Katalogisierung. Dabei geht er aber auch auf völlig andere Fundstellentypen und Erhaltungszustände ein und erläutert die entsprechenden hierbei anzuwendenden Präparationsmethoden.

Die ersten Abschnitte beschäftigen sich mit der Ausgrabungsmethodik. Den zentralen Raum der Abhandlung nehmen jedoch die Präparationstechniken im Labor ein. Sehr ausführlich werden dabei die verschiedenen Methoden der Imprägnierung des Fossilmaterials diskutiert. In einem historischen Abriss setzt sich der Autor zunächst mit einer Vielzahl bisher verwendeter Imprägnierungsmittel und -verfahren auseinander. Analog hierzu erfolgt eine Beurteilung verschiedener in der Wirbeltierpräparation

verbreiteter Klebstoffe. In einem weiteren Abschnitt werden sowohl die mechanische als auch die chemische Freilegung von Wirbeltierresten aus Festgestein, z. B. Travertin, behandelt. Der Autor erläutert weiterhin die Herstellung sogenannter in situ-Präparate. Diese Technik, bei der nicht nur der jeweilige Fund, sondern auch die Sedimentmatrix konserviert wird, wendet man in Fällen schlechter Fossilhaltung an oder wenn taphonomisch bedeutsame Fundkomplexe in ihrer Gesamtheit erhalten werden sollen.

Detailliert werden weiterhin verschiedene Spezialtechniken vorgestellt. Mit besonderer Ausführlichkeit wird hierbei die Transfermethode erläutert, mit deren Hilfe man bruchgefährdete Fossilien auf eine künstliche Matrix überträgt. Dieses Verfahren konnte vom Autor seit einiger Zeit auch in Untermaßfeld erfolgreich angewendet werden. Des weiteren erfolgt eine Diskussion über Vorteile und Probleme beim Einsatz von Ultraschall- und Laserapparaturen zur Freilegung von Fossilmaterial. Ein weiterer Abschnitt behandelt stabilisierende Konstruktionen, sogenannte Staffagen, die zu Bergung, Transport und Aufbewahrung von bruchgefährdetem Knochenmaterial benötigt werden. Zum Abschluß werden noch verschiedene Probleme der Magazinierung diskutiert.

Die übersichtliche und umfassende Darstellung der aufgeführten Präparationstechniken verleiht der vorliegenden Arbeit den Wert eines kleinen Nachschlagewerkes, wenngleich durch den Umfang der einzelnen Kapitel naturgemäß Schwerpunkte gesetzt wurden. Erwähnenswert ist schließlich auch die sehr gute Bebilderung sowie das umfangreiche und zu allen vorgestellten Methoden weiterführende Literaturverzeichnis.

L. MAUL

FRENZEL, B. [Hrsg.] (1994): Evaluation of land surfaces cleared from forests in the Mediterranean region during the time of the Roman Empire, Paläoklimaforschung Bd. 10, Special issue: ESF Project, European Palaeoclimate und Man 5, 170 S.; Stuttgart (G. Fischer)

Das ESF-Projekt „European Palaeoclimate and Man“ hat sich zum Ziel gesetzt, die Einflüsse früher europäischer Kulturen auf das Klima zu ergründen. Das vorliegende Buch soll ein Mosaikstein bei der Erarbeitung dieses Bildes sein. Dabei hat sich der Herausgeber das hochgesteckte Ziel gesetzt, Intensität und Oberfläche römerzeitlicher Waldrodungen quantitativ zu rekonstruieren sowie darüber hinaus die verschiedenen Typen landwirtschaftlicher Nutzung zu ergründen. Dieses Ziel soll mit Hilfe der Paläobotanik (Pollenanalyse) und der Archäologie erreicht werden. Während die Pollenanalyse Informationen auf regionaler Ebene liefert, konzentriert sich die archäologische Forschung auf lokale Faktoren.

Das Buch ist infolgedessen in 2 große Abschnitte gegliedert. Im ersten werden pollenanalytische Untersuchungen repräsentativer Landschaften präsentiert: Westliche Iberische Halbinsel, Spanien, Bulgarien, Norditalien, Griechenland. Mit Hilfe radiometrischer Daten lassen sich in diversen Pollendiagrammen römerzeitliche Abschnitte ausgliedern und umfassend bearbeiten. Landwirtschaftliche Aktivitäten größeren Ausmaßes sind im westlichen Mittelmeerraum z. B. mit dem Aufkommen von *Castanea* verknüpft, ferner lassen sich mit hohen Anteilen von *Vitis*, der *Cerealia* etc. in der Pollenflora entsprechende landwirtschaftliche Aktivitäten nachweisen. Doch bleiben die Angaben stets qualitativ. Nie gelingt die in

der Einleitung postulierte quantitative Rekonstruktion durch Waldrodungen zerstörter Flächen. Die Autoren unternehmen diesen Versuch erst gar nicht. Nur in einem einzigen Fall (Bottema; Griechenland) wird versucht, anhand des Verhältnissen von Baumpollen zu Nichtbaumpollen – ausgehend von den heutigen Verhältnissen – zu quantitativen Ergebnissen zu kommen. Das Ergebnis ist entmutigend.

Auch die archäologischen Untersuchungen erbringen fast ausschließlich Qualitatives. Arbeiten im Guadalquivir-Tal, in Italien und Griechenland belegen eine weitreichende Entwaldung zur Römerzeit. Lediglich Studien in der zentralen Po-Ebene ließen den vagen Schluß zu, daß vermutlich 60 % der Fläche entwaldet waren. Keinerlei (paläo-) botanische Untersuchungen untermauern diesen Befund.

Diese Zweigleisigkeit – hier archäologische, dort paläobotanische Forschungen – zieht sich durch das gesamte Buch. Wünschenswert wären gemeinsame Arbeiten von Paläobotanikern und Archäologen gewesen. Der Herausgeber versucht in einem kurzen Nachwort den Bogen zu spannen, doch gelingt dies nicht überzeugend.

Alles in allem ist das Buch aber sehr lesenswert, bietet doch jeder Artikel für sich etliche neue Erkenntnisse, die einmal den Paläobotaniker, ein anderes Mal den Archäologen interessieren dürften.

R. STRITZKE

MADER, D. (1995): *Aeolian and Adhesion Morphodynamics – Vol. 1 – North Sea und Baltic Sea Vol. 2 – Red River, Great Sand Dunes, Medano Creek, Planetes and Satellites, and Index; 2348 S., 20 Abb., 8 Tab., 97 Taf.; Frankfurt/M., Berlin, Berne New York, Paris; Pr. DM 390,-*

Schon der Umfang dieses Buches – 2348 Seiten – zeigt, daß es dem Leser und dem Rezenten unmöglich ist, das gesamte Werk zu lesen, zumal der größte Teil des Buches aus Text und nicht aus Abbildungen besteht. Es ist kein Buch, das „durchgelesen“ werden will und soll es wohl auch nicht sein. Es stellt die Summe 20jähriger Forschungsarbeit des Verfassers dar. Das Buch ist in gewisser Weise die Zusammenstellung der vom Verfasser im Laufe der Zeit gemachten Feldnotizen sowie das Ergebnis eines sehr umfangreichen und umfassenden Literaturstudiums. Für jemanden, der sich einen Überblick über äolische Sedimente und Sedimentationsvorgänge verschaffen will, ist das Buch nicht geeignet. Es wendet sich an Experten, die nach vergleichenden rezenten Studien suchen und an solche Kollegen, die sich mit den äolischen Sedimenten einer bestimmten Region beschäftigen. Besonders interessant wird das Werk unter anderem dadurch, daß die Planeten und Monde des Sonnensystems mit einbezogen werden. Dieses enorm umfangreiche Buch ist offenbar als Nachschlagewerk konzipiert. Die umfangreichen Inhaltsverzeichnisse zu den entsprechenden Kapiteln sind dabei sehr hilfreich. Ein Fülle von Fototafeln hilft beim Verständnis des Textes. Dennoch wären mehr Zeichnungen und Abbildungen wünschenswert, die die Genese bestimmter Sedimente verdeutlichen. Insgesamt stellt das Buch eine erschöpfende Zusammenstellung der heutigen Kenntnisse über äolische Ablagerungen in den entsprechenden Gebieten dar. Weitergehende, noch detaillierte Studien werden durch das 444 Seiten umfassende Literaturverzeichnis problemlos ermöglicht.

In einem ausführlichen Vorwort geht der Autor auf seine 20jährige Forschungsarbeit ein, die mit dem Studium des Buntsandsteins in der Eifel begann. Im Laufe der Zeit wurde das Forschungsgebiet sowohl regional als auch stratigraphisch erheblich erweitert. So kamen Untersuchungen an rezenten äolischen Ablagerungen im Gebiet der Nord- und Ostsee, in Polen und Großbritannien hinzu. Weitere Forschungen wurden in Rußland und den Vereinigten Staaten von Amerika durchgeführt. Schließlich inspirierten die Satellitenbilder des Mars den Autor des Buches, auch die Planeten und deren Monde in die Betrachtungen einzubeziehen. Ziel des Buches ist es unter anderem, wie der Autor selbst anmerkt, möglichst erschöpfend sämtliches vorhandene Material in einem Buch zusammenzustellen und nicht die Einzeldaten in vielen verschiedenen Zeitschriften verschwinden zu lassen.

Dieses Ziel dürfte mit Sicherheit erreicht worden sein. In erster Linie gibt das Buch einen Abriß von der äolischen und adhäsiven Morphodynamik sowie der Pflanzenökologie rezenter Küsten- und Inlandsande. Ebenso werden Dünen und Verlagerungen auf Schneeflächen zugefrorener Seen beschrieben. In den Kapiteln 1 und 2 werden Beispiele aus dem Nordseeraum abgehandelt. Es schließen sich Erläuterungen zum Baltischen Raum aus Deutschland, Polen, Rußland und Litauen an. Im 4. Kapitel werden Ablagerungen und Umlagerungen auf zugefrorenen Seen Deutschlands beschrieben. Das 5. Kapitel beschäftigt sich mit Sandflächen im Colorado-Gebiet. Die Sande des Red River in Texas und Oklahoma werden im 6. Kapitel dargestellt. Den Abschluß bildet die Beschreibung der Windablagerungen auf den Planeten des Sonnensystems und auf deren Monden. Erstmals werden in diesem Buch die rezenten Dünenfelder zwischen Den Haag, Dänemark, Lübeck und Klaipeda zusammenfassend beschrieben. Eine besondere Stellung nimmt dabei die Kurische Nehrung ein. Besonders die Umlagerungen von Schnee auf zugefrorenen Seen erlauben gute Vergleiche mit den äolischen Ablagerungen auf den Planeten und Monden des Sonnensystems.

Im gesamten Buch wird immer wieder hervorgehoben, daß es Ziel des Autors ist, deutlich zu machen, daß die Gegenwart der Schlüssel zur Vergangenheit ist. Die Deutungsmöglichkeiten fossiler Bildungsbedingungen werden durch die Betrachtung rezenter Ablagerungen deutlich verbessert. Fallstudien vergleichbarer Bildungsbedingungen fossiler und rezenter Sedimente sowie deren morphodynamische Entwicklung bilden einen der Schwerpunkte des Buches. Insbesondere werden Ablagerungen des europäischen Buntsandsteins, des Rotliegenden und des Keupers mit rezenten Sedimenten verglichen.

Das Buch von DETLEF MADER gibt eine Fülle von Informationen über äolische Sedimente in bestimmten Gebieten der Erde und stellt Vergleiche zwischen rezenten und fossilen Bildungen an. Es ist ein sehr umfangreiches Nachschlagewerk. Die Klärung bestimmter Fragen wird durch ein ebenso umfangreiches Register erleichtert, das es erlaubt, nach geographischen, paläontologischen und stratigraphischen Begriffen zu recherchieren. Keinesfalls ist das Buch für interessierte Laien oder Studenten geeignet, die sich lediglich einen Überblick über Genese und Vorkommen äolischer Sedimente verschaffen wollen.

JOSEF KLOSTERMANN

SCHELLMANN, G. (1994): Beiträge zur jungpleistozänen und holozänen Talgeschichte im deutsche Mittelgebirgsraum und Alpenvorland. – Düsseldorfer Geographische Schriften, 34; Selbstverlag des Geographischen Instituts der Universität Düsseldorf.

Das vorliegende Heft der Geographischen Schriften enthält sieben Beiträge, die sich mit spätglazialen und holozänen Terrassen von Weser, Donau und Isar befassen. Im ersten Beitrag wird von SCHELLMANN die Talentwicklung der unteren Oberweser beschrieben. Dort können drei hoch- und spätglaziale Niederterrassen und sieben holozänzeitliche Terrassen unterschieden werden.

Die Altersstellung der Niederterrasse im Raum Hameln wird von SCHELLMANN und U. SCHIRMER untersucht. Wie schon der erste Beitrag, so zeichnet sich auch diese Arbeit durch gute Abbildungen aus, die das Verständnis des Textes sehr erleichtern. In beiden Arbeiten wird auf die Untersuchungen W. SCHIRMERS im Maintal und im süddeutschen Raum zurückgegriffen.

Sehr interessant ist die vergleichende Arbeit von SCHELLMANN und W. SCHIRMER. Die Talgrundterrasse von Main und unterer Oberweser werden einander gegenübergestellt. Dabei wird deutlich, daß eine Verknüpfung zumindest in Ansätzen möglich ist. Am Niederrhein ist eine solche Verknüpfung bereits

1989 gelungen (Geol. Kt. m. Erl. des Blattes 4304 Xanten).

Es folgen vier weitere Arbeiten, an denen der kürzlich verstorbene BERND BECKER beteiligt war. Sehr interessant ist die erste dieser Arbeiten, in welcher absolute Daten zu spätglazialen altholozänen Flußgeschichte der Isar wiedergegeben werden. Interessanterweise finden sich übrigens auch hier sieben holozänzeitliche Terrassenkörper. In ausführlichen Tabellen werden Fundorte der Proben sowie zugehörige ^{14}C -Alter und Dendrojahre aufgelistet.

Interessant und gut geschrieben ist auch der letzte Beitrag dieses Heftes, von GERHARD SCHELLMANN verfaßt, der die Steuerungsmechanismen wärmezeitlicher und holozäner Flußdynamik im deutschen Alpenvorland und Mittelgebirgsraum noch einmal zusammenfassend darstellt.

Insgesamt handelt es sich um ein ansprechendes Heft, das jene Quartärforscher besonders interessieren dürfte, die sich mit spätglazialen und holozänen Flußablagerungen befassen.

JOSEF KLOSTERMANN

WAGNER, G. A. (1995): Altersbestimmung von jungen Gesteinen und Artefakten – 227 S., 176 Abb.; Stuttgart (Gerdinand Enke Verlag). Pr.: 98,- DM

Um es vorab zu sagen, das vorliegende Buch von GÜNTHER A. WAGNER ist nach Ansicht des Rezensenten das beste, was bisher zu diesem Thema erschienen ist. Es ist klar und übersichtlich gegliedert und erlaubt ein sehr rasches Auffinden bestimmter Verfahren und Methoden.

Das Buch beginnt mit Hinweisen auf terminologische Fragen, Meßfehler, Genauigkeiten und Problemen der Quartär-Gliederung. Im Kapitel 2 „Materialien“ werden die geologischen und archäologischen Materialien vorgestellt, an denen bestimmte Altersbestimmungsverfahren durchgeführt werden können. Dort läßt sich sehr rasch nachlesen, welche Materialien mit welchen Untersuchungsmethoden datiert werden können. Die folgenden Kapitel behandeln die verschiedenen Datierungsmethoden. Zunächst werden im Kapitel 3 die radiogenen Edelgase, dann im Kapitel 4 die Uranreihen, die homogenen Nuklide (Kapitel 5), Partikelspuren (Kapitel 6), Strahlendosimetrie (Kapitel 7), chemische Reaktionen (Kapitel 8) sowie Archäo- und Paläomagnetismus (Kapitel 9) behandelt. Im Kapitel 10 werden Erdbahn, Klima und Alter besprochen.

Die Erläuterungen der verschiedenen Methoden zeichnen sich durch klare und gut verständliche Sprache aus. Der Autor beschreibt die Verfahren in

der Weise, daß die wichtigsten Vorgänge auch ohne mathematischen Hintergrund der Untersuchungsmethoden immer berücksichtigt. Die entsprechenden Formeln werden angeführt und in sehr gut verständlicher Weise erläutert. Die einzelnen Kapitel sind immer nach einem bestimmten Schema aufgebaut, so daß man sich sehr schnell zurechtfindet. Zunächst werden die methodischen Grundlagen eines Verfahrens erläutert. Dann werden praktische Hinweise gegeben. Darunter sind Hinweise auf mögliche Fehlerquellen und Anweisungen für eine korrekte Probennahme zu verstehen. Danach werden unter der Überschrift „Anwendung“ die Datierungsmöglichkeiten bestimmter Materialien erläutert. Dazu werden vielfach auch praktische Beispiele herangezogen. So werden für K-Ar-Datierungen Beispiele aus dem Laacher-See-Gebiet beschrieben. Die Bebilderung des gesamten Buches ist durchweg ausgezeichnet. Zusammenfassend kann man feststellen, daß das Buch von GÜNTHER A. WAGNER ein exzellent geschriebenes, gut verständliches Werk ist. Es sollte zur Standardausrüstung jedes im Quartär arbeitenden Geowissenschaftlers und Archäologen gehören.

JOSEF KLOSTERMANN

Weitere Neuerscheinungen

BENDA, L. (1995): Das Quartär Deutschlands. - 408 S., 95 Abb., 30 Tab.; Berlin, Stuttgart, Deutsche Quartärvereinigung gemeinsam mit den Geologischen Diensten der Bundesrepublik Deutschland [Hrsg.]; Gebrüder Borntraeger, Pr.: DM 79,-

Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung

- Quartärgeologische Übersichtskarte von Niedersachsen und Bremen 1:500 000.- Geo Center ILH, Stuttgart, Pr.: DM 20,-

Geologisches Landesamt Mecklenburg-Vorpommern

- Geologische Karte von Mecklenburg-Vorpommern - Übersichtskarte 1:500 000 - Oberfläche.-Geol. L. A. Mecklenburg-Vorpommern, Schwerin [Hrsg.].

Kölner Geographische Arbeiten - Heft 62

- **ALISCH, M. (1995):** Das äolische Relief der mittleren Oberen Allerniederung (Ostniedersachsen).- Geographisches Institut der Universität zu Köln.

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	46	171	<i>Hannover 1996</i>
----------------------------------	-----------	-----	----------------------

Mitteilungen

PAUL WOLDSTEDT-PREIS

Auf Vorschlag des Vorstandes hat die Mitgliederversammlung der Deutschen Quartärvereinigung während der Tagung in Gmunden am 19. September 1996 beschlossen, künftig einen PAUL WOLDSTEDT-Preis zu vergeben. Es sollen damit vornehmlich junge Wissenschaftler für besondere Leistungen auf dem Gebiet der Quartärwissenschaften ausgezeichnet werden.

Vorschlagsberechtigt ist jedes DEUQUA-Mitglied. Die Entscheidung über die Vergabe trifft der Vor-

stand unter Hinzuziehung von Fachgutachtern. Die Höhe des Preises und die Häufigkeit der Vergabe richtet sich zunächst nach der Höhe des Stiftungskapitals. Erstmals soll der Preis auf der Jubiläumstagung 1998 in Hannover verliehen werden. Um dies zu ermöglichen, bittet der Vorstand um Spenden, die auf das Sonderkonto der DEUQUA, Konto-Nr. 56 06 561, BLZ 250 700 70, bei der Deutschen Bank Hannover eingezahlt werden können.

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 ASCII-Code verarbeitet wurde.

Äußere Form des Manuskripts

Format DIN A 4 (210 x 297 mm), nur auf einer Seite beschreiben, 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 & FUCHS 1963); (BECKER & FUCHS & RECKE 1967). Bei einer größeren Autorengruppe kann das Zitat auf "... et al." gekürzt werden (MESSMER et al. 1969).

Schriftauszeichnung: Autorennamen unterstrichen. Müller wird Müller, wichtig wird wichtig (gesperrt). Holozän wird **Holozän** (fett, z. B. für Überschriften). Die wissenschaftlichen Namen von Pflanzen und Tieren (Gattungen, Untergattungen, Arten, Unterarten) erscheinen im Druck *kursiv*; sie sind im Manuskript mit geschlängelter Linie zu kennzeichnen. - Die 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 4-facher 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 Strichzügen). 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, Verlagort (Verlag).

Beispiele

SCHWARZBACH, M. (1968): Neuere Eiszeithypothesen. - Eiszeitalter u. Gegenwart, **19**, 250 - 261, 7 Abb.; Öhringen (Rau).

WOLDSTEDT, P. (1969): Quantär. - In: LOTZE, F. (Hrsg.): Handbuch der Stratigraphischen Geologie, **2**, VIII + 263 S., 77 Abb., 16 Tab.; Stuttgart (Enke).

Sonderdrucke: 20 kostenlos, weitere auf Kosten des Verfassers.

Lieferbare Bände von
"Eiszeitalter und Gegenwart"

Stand 1. 1. 1996

<u>Band-Nr.</u>	<u>Jahrgang</u>	
12	1962	
13	1962	
14	1963	
15	1964	
16	1965	
-	-	vergriffen
-	-	vergriffen
19	1968	
20	1969	
21	1970	
22	1971	
23/24	1973	Doppelband
25	1974	
26	1975	
27	1976	
28	1978	
-	-	vergriffen
30	1980	
31	1981	
32	1982	
33	1983	
34	1984	
35	1985	
36	1986	
37	1987	
38	1988	
39	1989	
40	1990	
41	1991	
42	1992	
43	1993	
44	1994	
45	1995	

Preis pro Band DM 85,-

Die Bände 12 bis 34 (20 Bände) werden an Mitglieder zum Preis von DM 20,- pro Band abgegeben; bei Abnahme aller 20 Bände reduziert sich der Preis auf DM 300,-.

Die Bände ab 35 kosten pro Stück DM 50,- für Mitglieder; bei Abnahme aller 10 Bände (Nr. 35-44) reduziert sich der Preis auf DM 400,-.

ESSMANN, L. & LITT, T. (1994): Das Quartär Mitteldeutschlands. 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 60,- (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 Fa. Zwets und Zeitlinger, Heereweg 347, P.O. Box 80, NL-2160 SZ Lisse für Mitglieder zum Preis von DM 55,- pro Band zu beziehen.