

Eiszeit alter und Gegen wart

Jahrbuch der
Deutschen
Quartär
vereinigung

Schriftleitung
HANS DIETRICH
LANG

36. Band
1986

Mit 57 Abbildungen
im Text, 9 Tabellen
und 4 Tafeln

Vertrieb:



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

ISSN 0424 - 7116

Deutsche Quartärvereinigung

Gegründet 1948

Geschäftsstelle:

3000 Hannover 51, Stilleweg 2, Postfach 510153

Postscheckkonto Hannover 453 03

oder Bankkonto: Deutsche Bank Hannover Kto.-Nr. 56/06561

Vorstand

(1982 — 1986)

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

Vizepräsidenten: Prof. Dr. H. HEUBERGER, Salzburg
Prof. Dr. L. BENDA, Hannover

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

Schatzmeister: Prof. Dr. R. LOOK, Hannover

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

Dem Vorstand gehören weiterhin an:

Prof. Dr. G. FURRER, Zürich

Prof. Dr. W. SCHIRMER, Düsseldorf

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

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

Der Jahresbeitrag ist bis 1. 3. des betreffenden Jahres auf eines
der obengenannten Konten zu überweisen.

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

Schriftwechsel, der sich auf das Jahrbuch bezieht, an
Dr. H. D. Lang, Stilleweg 2, Postf. 51 01 53, 3000 Hannover 51.

Eiszeitalter und Gegenwart

Eiszeitalter und Gegenwart

Jahrbuch der
Deutschen Quartärvereinigung

36. Band

Mit 57 Abbildungen im Text, 9 Tabellen
und 4 Tafeln

Herausgeber und Verlag: Deutsche Quartärvereinigung Hannover

Schriftleitung: HANS DIETRICH LANG

Vertrieb:



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

1986

ISSN 0424—7116 © Deutsche Quartärvereinigung, Hannover

Schriftleitung: H. D. Lang

Für den Inhalt der Arbeiten sind die Verfasser allein verantwortlich

Herstellung: Dieterichsche Universitäts-Buchdruckerei W. Fr. Kaestner, Rosdorf über Göttingen

Inhaltsverzeichnis

A. Aufsätze		Seite
<i>BARQUERO, J. & ELLENBERG, L.:</i>	Geomorphologie der alpinen Stufe des Chirripó in Costa Rica	1—9
<i>BEHRE, K.-E. & LADE, U.:</i>	Eine Folge von Eem und 4 Weichsel-Interstadialen in Oerel/Niedersachsen und ihr Vegetationsablauf	11—36
<i>STREHL, E.:</i>	Zum Verlauf der äußeren Grenze der Weichselvereisung zwischen Owschlag und Nortorf (Schleswig-Holstein)	37—41
<i>VAN HUISSTEDEN, K., VANDENBERGHE, J. & VAN GEEL, B.:</i>	Late Pleistocene Stratigraphy and Fluvial History of the Dinkel Basin (Twente, Eastern Netherlands)	43—59
<i>MEYER, H.-H.:</i>	Steinsohlen — ihre Genese und Altersstellung nach neueren Forschungsbefunden	61—73
<i>KÜTTEL, M., LÖSCHER, M. & HÖLZER, A.:</i>	Ergebnisse paläobotanischer Untersuchungen zur Stratigraphie und Ökologie des Würms im Oberrheingraben zwischen Karlsruhe und Mannheim	75—88
<i>BIBUS, E. & RÄHLE, W.:</i>	Geomorphologische Lage, Deckschichten und Molluskenführung letztinterglazialer Hochflutlehme im Neckartal (Baden-Württemberg)	89—109
<i>RÖGNER, K. J.:</i>	Genese und Stratigraphie der ältesten Schotter der südlichen Iller-Lechplatte (Bayerisch-Schwaben)	111—119
<i>HABBE, K. A.:</i>	Bemerkungen zum Altpleistozän des Illergletscher-Gebietes	121—134
B. Berichte		
<i>AUST, H.:</i>	Ice Scour Workshop: 5.—6. Februar 1985 Calgary / Alberta / Canada	135—141
<i>CAMPY, M., CHALINE, J., JERZ, H. & SCHLÜCHTER, CH.:</i>	Arbeitsergebnisse der Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie: Vergleich zwischen glazialen und periglazialen Ablagerungen in Frankreich: quartäre Referenzprofile in der Schweiz	143—147
C. Personalia		
<i>HUCKRIEDE, R.:</i>	Nachruf ADOLF LUTTROP Prof. Dr. R. MUSIL — 60 Jahre Prof. Dr. G. LÜTTIG — mit dem Alexander-von-Humboldt-Preis geehrt	149—152
D. Buchbesprechungen		153—156

Geomorphologie der alpinen Stufe des Chirripó in Costa Rica

JORGE BARQUERO & LUDWIG ELLENBERG *)

Mountains, pre-glacial morphology, drainage patterns, glacial morphology, cirques, moraine ridges, periglacial features, Pleistocene, Holocene

Costa Rica

Kurzfassung: Im Relief der alpinen Stufe des Chirripó in Costa Rica sind über der heutigen Waldgrenze bei 3400 m Höhe drei Reliefgenerationen nachzuweisen.

Die erste ist vorkaltzeitlich. In ihr wurden die Talzüge und der Verlauf der Wasserscheiden festgelegt. Die zweite ist kaltzeitlich. In ihr wurde das Relief am stärksten geprägt. Kargletscher mit Zungen in den Tälern vertieften und weiteten in allen Richtungen die Talschlüsse und Oberläufe der Täler. Einige während dieser Zeit entstandene Karlinge, Kare, Moränen und Rundhöcker wurden nach der Vereisung durch Periglazialprozesse in den Teilen überprägt, wo eine Schuttauflage vorhanden war.

Die dritte Reliefgeneration wird durch das heutige Prozeßgefüge bestimmt. Es ist nur schwach entwickelt; die Formen verändern sich langsam. Lediglich leichte Nachfröste, ausschließlich episodisch oberflächlich abfließendes Regenwasser und kleine Verwitterungsgeschwindigkeiten wirken nur langsam auf das Relief ein. Tiefer gelegene Bergstufen Costa Ricas sind geomorphologisch wesentlich aktiver. Die glazial entstandenen Formen blieben auch wesentlich besser erhalten als in höher aufragenden tropischen Gebirgen oder in den Hochgebirgsketten der gemäßigten Breiten. So hat sich hier eine vor allem kaltzeitlich gestaltete Bühne erhalten können — die einzige in Zentralamerika.

[Geomorphology of the Alpine Stage of the Chirripó in the Cordillera de Talamanca in Costa Rica]

Abstract: The relief features of the alpine stage in the Chirripó mountainous area in Costa Rica which are to be found above the altitude of 11,000 ft. have been formed by three different generations of geomorphological processes. The first one of importance was preglacial. During that period the valleys and watersheds were initiated. The second one was of glacial character. During the Pleistocene the relief features were subject of an intensive alteration.

Coming from the cirques small glaciers with tongues down to perhaps 10,000 ft. had their part in forming the upper parts of the valleys into glacial throughs. Some of the cirques, moraine ridges, and roches moutonnées have partially been changed after the glacial phase by the processes of solifluction. The third generation can be characterized by presently acting processes, but in fact they are not as active as in other Costa Rican mountain ridges or in lower stages of the Chirripó. Freezing actions as such are not hard, the superficial running off of the rain-water is not excessively heavy, and erosion inside the wide valleys is easy to observe but not very intense. The forms which are to be dated from the last glaciation are much better preserved here than in other tropical mountains, which reach into higher altitudes and are also much better than in mountain ridges of ex-tropical countries. In the Chirripó mountainous area of Costa Rica a nearly unchanged glacial stage is to be found — the unique of this kind between Colombia and Mexico.

[Geomorfología del piso alpino del Chirripó en la Cordillera de Talamanca, Costa Rica]

Resumen: En el piso alpino del Chirripó se observan tres generaciones de formación del relieve en las regiones más altas de 3400 m. La primera es antes de la época glaciaria, se formaron las direcciones de los valles y las divisorias. La segunda en la época glaciaria es la más importante. Los glaciares han formado circos, valles en U, morrenas y rocas aborregadas. Inmediatamente después de la época glaciaria esta región tenía influencia por procesos solifluídales; prueba son las terrazas pequeñas en unas pendientes. La tercera generación es la de hoy, con procesos en relación al clima reciente. Las formaciones por procesos de hielo son muy suaves, el agua en las pendientes existe solamente en periodos o episodios y el cambio por procesos fluviales recientes es mucho menor que en los pisos más bajos de la Cordillera de Talamanca.

El resultado de las observaciones en el piso alpino del Chirripó es que existe un relieve de origen glaciario, sin grandes cambios como consecuencia de los procesos recientes. Se puede observar la única región formada por glaciares entre Colombia y México con poca influencia por los procesos de los últimos 10000 años.

*) Anschrift der Autoren: Lic. J. BARQUERO, Prof. Dr. L. ELLENBERG, Escuela de Ciencias Geográficas, Universidad Nacional, Apartado 86, Heredia, Costa Rica.

1. Einleitung, Stand der Bearbeitung und Fragestellung

Bis vor 30 Jahren waren Vergletscherungsspuren in Zentralamerika unbekannt. Hinweise auf glaziale Gestaltung hatte man zwar in Kolumbien und Venezuela sowie in Mexiko gewonnen, doch klaffte hinsichtlich solcher Befunde eine 2000 km messende Lücke, obwohl die Berge in Guatemala (Volcán Tajumalco 4220 m), Costa Rica (Volcán Irazú 3422 m, Cerro Chirripó 3819 m) und Panamá (Volcán Chirripó 3478 m) hoch genug erschienen, daß sie während der pleistozänen Kaltzeiten nicht nur intensiver durch frost- und frostwechselinduzierte Prozesse umgestaltet wurden, sondern sich auch Gletscher aufbauen konnten. Die Entstehung der hohen Auftragungen, zumeist quartäre Vulkane, erschien zu jung und bei den nichtvulkanischen Bergen konnte angenommen werden, daß erst eine subrezente Hebung sie in die potentiell gletschergeprägten Höhenstufen angehoben hätten.

Erst anlässlich einer Überfliegung der Cordillera de Talamanca im S von Costa Rica fielen WEYL Mitte der 50-er Jahre die Glazialformen am Chirripó auf. Daß dies so spät geschah, läßt sich leicht erklären. Die Cordillera de Talamanca wurde bald nach der um 1560 erfolgenden Einwanderung galicischer und asturischer Siedler zu einem Rückzugsgebiet der indianischen Bevölkerung. Die Hänge sind unzugänglich steil (intensive tektonische Heraushebung, nah gelegene Erosionsbasis des Pazifiks und Atlantiks, hohe Niederschläge zwischen Mai und November, kurze Bäche und Flüsse mit steilem Längsprofil und Wasserfällen), Rutschungen an ihnen häufig (tief verwitterte Substrate bis etwa 2500 m Höhe, wasserbindende Böden, intensive Erdbebenaktivität), Flußterrassen nur als schmale Leisten entwickelt (rasches Zurückschneiden der Terrassenhänge) und der Bau gesicherter Straßen deshalb fast unmöglich. Den europäischen Siedlern der Kolonialzeit standen geeignete Naturräume zur Verfügung: das klimatisch angenehme Hochland des Valle Central, gemäßigt in den Temperaturen und regenreich bei kurzer Trockenperiode, also NW-Spaniern durch die feuchte Variante eines Cs-Klimas wohl vertraut. Auch das relativ trockene und für Viehwirtschaft geeignete Tiefland von Guanacaste und der schmale Korridor vom Hochland zum Pazifik als Verbindung zwischen diesen Erschließungszentren waren wesentlich attraktiver. Auch heute zielt die costaricensische Binnenkolonisation nicht auf die Cordillera de Talamanca, sondern auf die peripheren Tiefländer. Die Cordillera im Landesinneren wurde erst dann wissenschaftlich bekannt, als die größten Teile Costa Ricas bereits bearbeitet waren.

Ein erstes Inventar und eine Interpretation der Ergebnisse erfolgte durch die Arbeit von WEYL. Diese Studien (WEYL 1955, 1956, 1957) wurden von HASTENRATH fortgeführt. Er vervollständigte die Übersichtskartierung, korrelierte die einzelnen Moränenstände, erklärte die geologisch bedingte Asymmetrie der Hänge und der Vergletscherungsspuren und wies auf das fast völlige Fehlen rezenter Periglazialformen hin (HASTENRATH 1973).

Eine junge Hebung des auf 9° 30' N gelegenen Berggebietes ist zwar nachzuweisen, war aber für die Erklärung der pleistozän auf 3500 m Höhe befindlichen Schneegrenze unnötig. In den niederschlagsreichen Gebieten des tropischen Lateinamerikas sind tief reichende Gletscherstirnen die Regel und nicht die Ausnahme, wie die Arbeiten von SCHUBERT (1975) für die venezolanischen Anden, SCHUBERT (1976) für die Sierra de Perija und HEINE (1977) für Mexiko belegt haben.

Geomorphologisch gab es in der Cordillera de Talamanca seither keinen weiterführenden Beitrag. Die Publikation von BERGOEING (1977) stützt sich lediglich auf eine Interpretation von Luftbildern. In den letzten 25 Jahren und besonders, seit die obere Stufe des Nebelwaldes im August 1975 zu einem 473 km² großen Nationalpark erklärt werden konnte (BOZA & MENDOZA 1981), wurden allerdings mehrere biologische Arbeiten durchgeführt (WEBER 1959; CHAVERRI et al. 1976; VAUGHAN et al. 1976).

In unserer Arbeit verfolgen wir zwei Ziele.

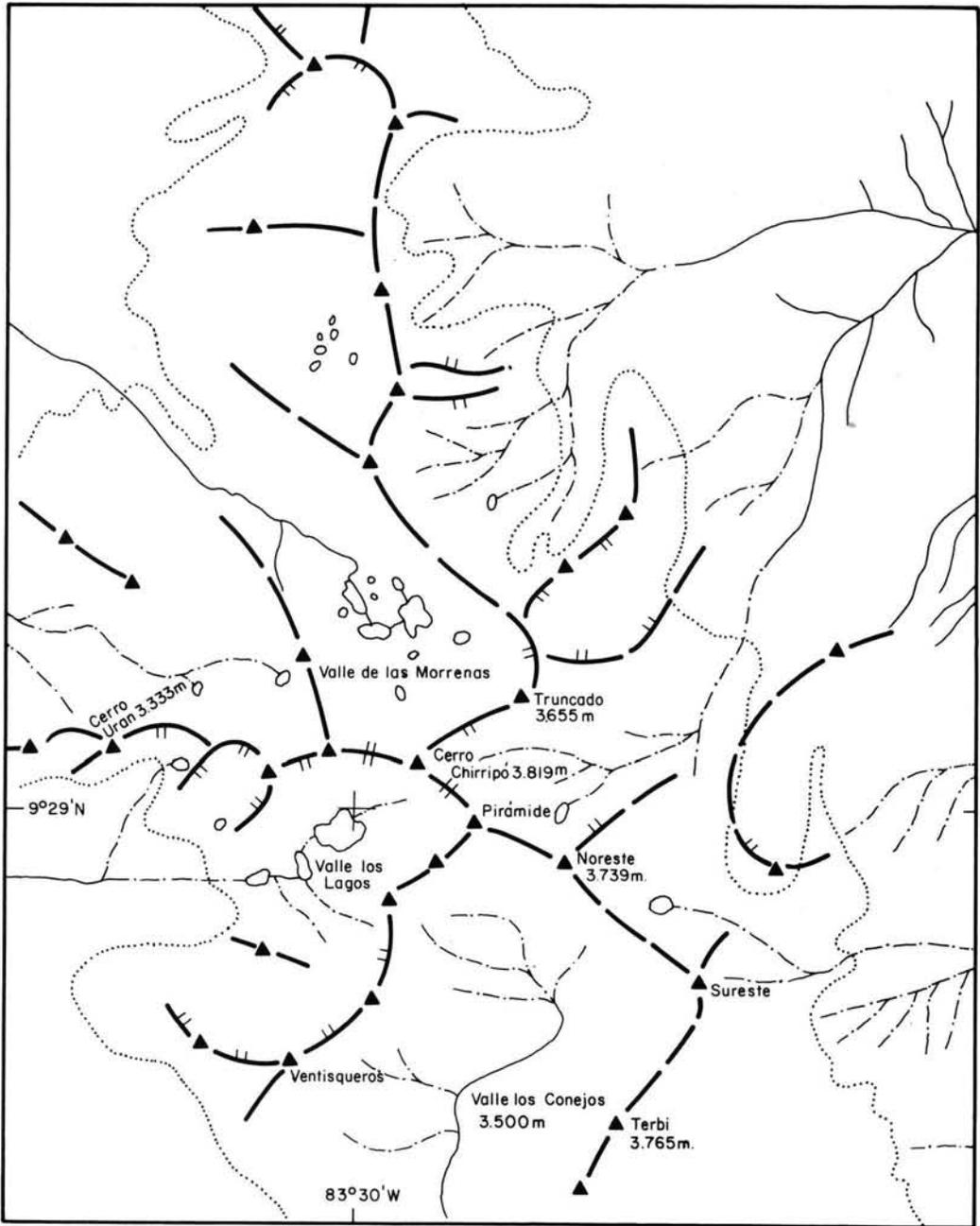
Erstens soll ein geomorphologisches Inventar der alpinen Stufe des Chirripó detailliert in einer Karte dargestellt werden: die präglazial angelegten Formen, das glazial gestaltete Relief und die danach eingetretenen Veränderungen.

Die Beantwortung der Frage, ob das Relief des Chirripó eine „glaziale Bühne in Formungsruhe“ oder ein rezent gestaltetes Hochgebirge ist, beinhaltet das zweite Ziel. Die gegenwärtig gestaltenden Prozesse und ein Abschätzen ihrer Geschwindigkeit stehen dabei im Vordergrund der Beobachtung.

Dabei wird auf 15 Besteigungen des Massivs durch JORGE BARQUERO und eine gemeinsame Feldarbeit im Februar 1984 zurückgegriffen, wobei die Autoren von JOSÉ VINDAZ, BERND RAEDEL und GÜNTER LANGNER begleitet wurden.

2. Geomorphologische Kartierung

Abb. 1 stellt das Arbeitsgebiet in einer Übersicht dar. In ihr ist die glazial gestaltete Region über der



-  Ríos
Bäche
-  Quebradas intermitentes
Saisonale Bäche
-  Lagunas
Karseen
-  Circos
Kare
-  Limitación arborea
Waldgrenze

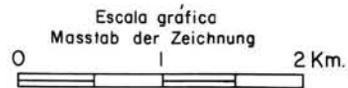


Abb. 1: Das Arbeitsgebiet in einer Übersicht.

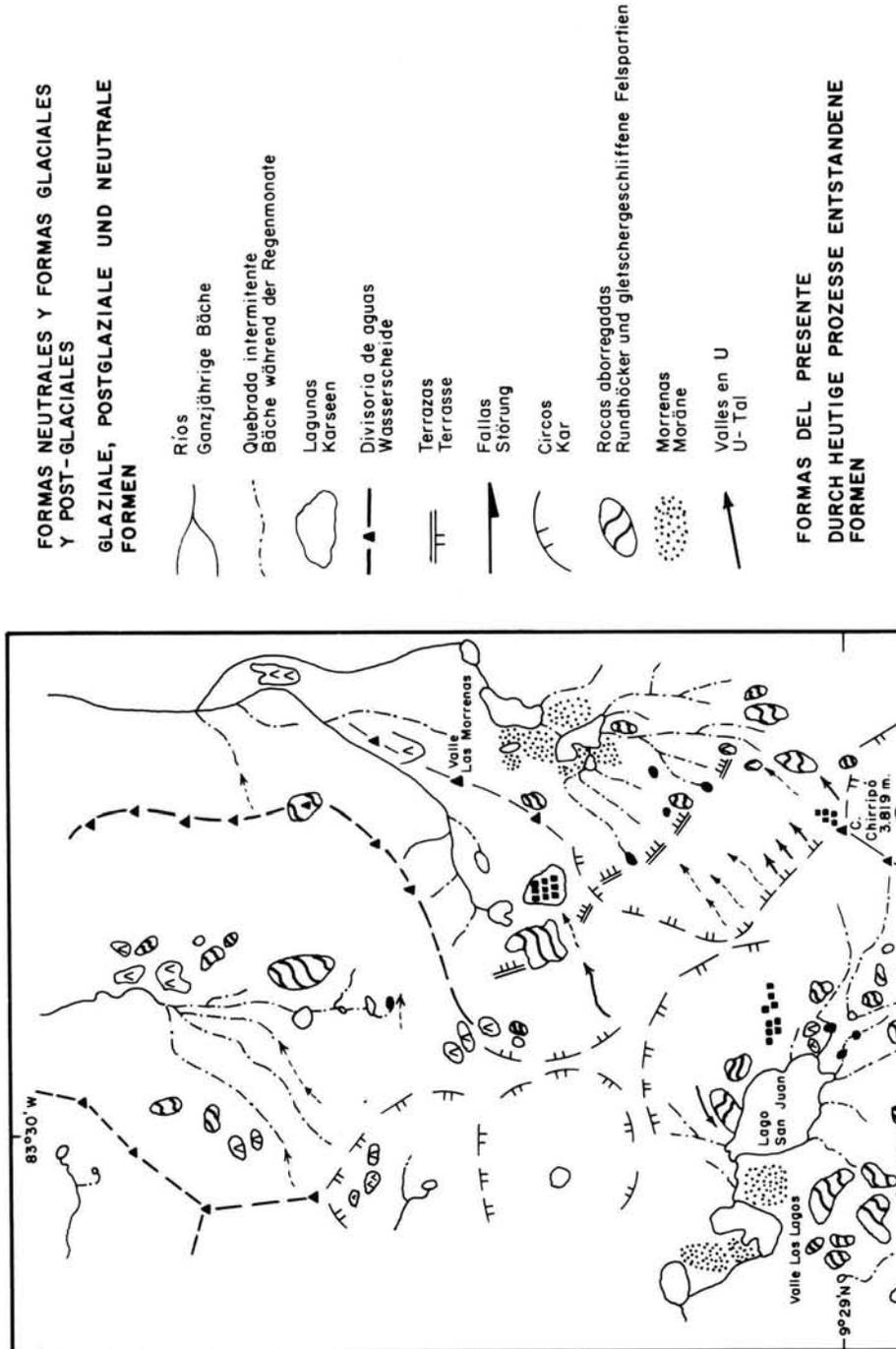


Abb. 2: Glaziale, postglaziale und neutrale Formen.

Waldgrenze umrissen. 3400 m Höhe kann als mittlerer Wert gelten für die Untergrenze der ehemaligen Vergletscherung; die tiefsten Gletscherzungen erreichten 3300 m. Das glazial gestaltete Gebiet umfaßt den größten Teil der alpinen Stufe über der oberen

Waldgrenze. Folgende Fragen, die sich an die Arbeit von HASTENRATH (1973) anschließen ließen, blieben unbeantwortet: Wie alt sind die Moränen? Welchen Einfluß hatte die jüngste Hebung der Cordillera de Talamanca?

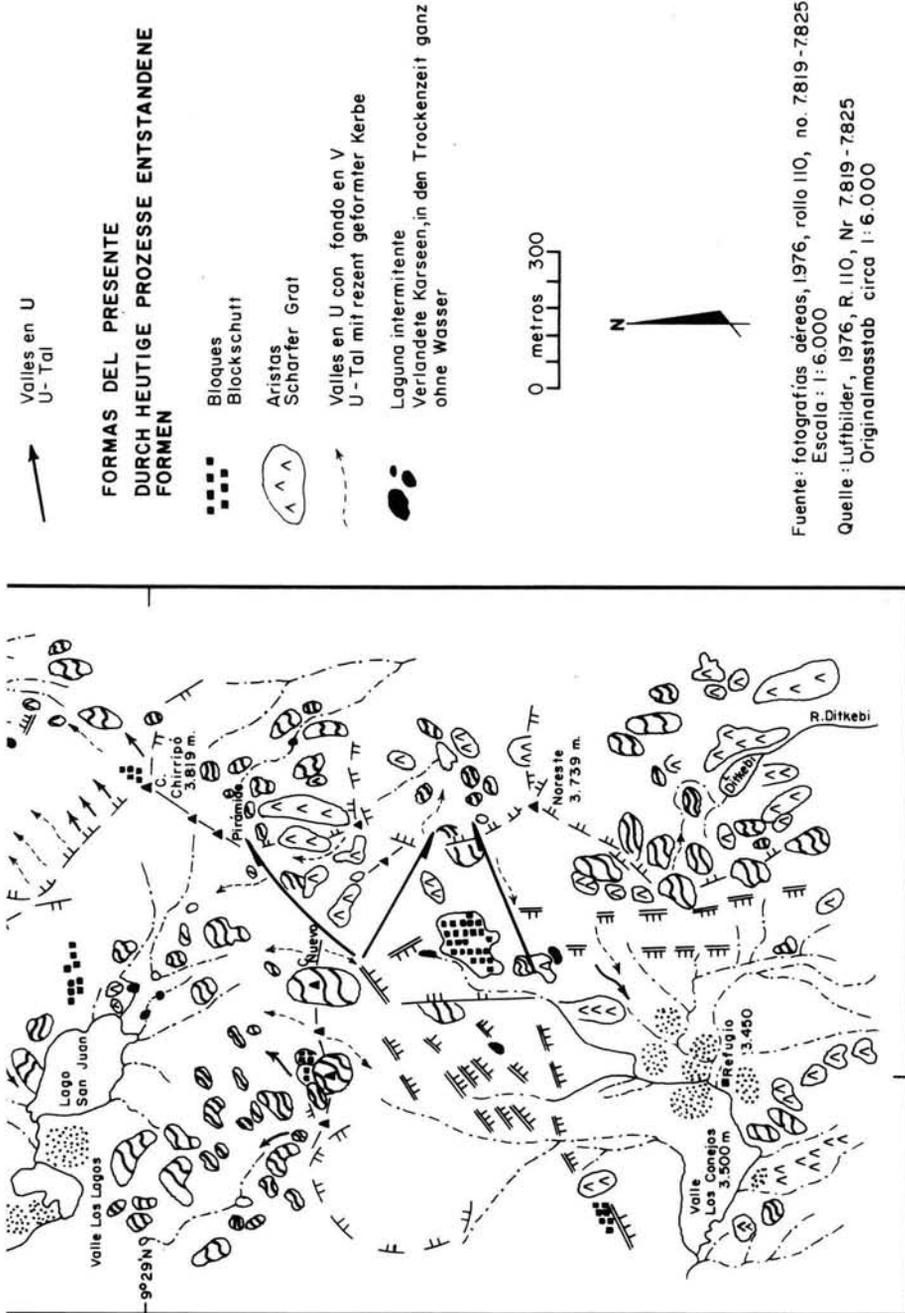


Abb. 2 greift einen kleinen Teil der alpinen Stufe heraus. Im Maßstab 1:12000 wurden charakteristische Kleinformen festgehalten. Im Valle de los Conejos und im Valle de los Lagos stützt sich die Darstellung auf mehrere Routenkartierungen. Sie wurden durch

Übersichten vom Chirripó Grande (3819 m) und mehreren Nebengipfeln ausgeweitet. Eine Interpretation der Luftbilder aus dem Jahre 1976 konnte zur Ergänzung verwendet werden.

Gänzlich vegetationsfrei sind lediglich einige Steilwände aus tertiären Intrusivgesteinen (besonders Quarzdioriten), Blockhalden und Kuppen von Rundhöckern. Glazial gestaltete *Felsbuckel* wurden auch dort kartographisch festgehalten, wo sie teilweise unter einer dünnen Schutt- und Bodendecke liegen, aber als Form zu erkennen sind. Sie machen 4% der kartierten Fläche aus, 0.14 von 3,6 km². Die *Moränen* sind weiter verbreitet als in der Kartendarstellung ersichtlich ist, da nur die als Vollform oder mächtige Schuttakkumulationen erkennbaren Teile eingezeichnet wurden. *Kare* (Taf. 1, Fig. 1) sind über 3500 m Höhe reichlich vorhanden. Nur die größten und heute wassergefüllten weisen eine deutlich ausgeprägte Schwelle und einen verstreuten, schuttarmen Talschluß auf. Einige der kleineren sind zu Auffangbecken eingeschwemmten Feinmaterials geworden und dadurch weitgehend verlandet. Sie treten während der Monate Dezember, Januar und Februar als trockene Schlammflächen, während der Regenmonate aber als flache *Teiche* in Erscheinung. Alle von den hochgelegenen glazial überprägten Talschlüssen radial ausgehenden Talzüge weisen *U-Querschnitte* auf und sind bis etwa 3400 m Höhe nicht sehr steil. Innerhalb der Waldstufe allerdings steigt das Gefälle, ist ein *V-Querschnitt* die Regel und kann keine glaziäre Prägung nachgewiesen werden.

Die glazial entstandenen Formen können zwar der letzten Kaltzeit zugeordnet werden, doch ist eine genauere Einstufung noch nicht gelungen. Die Frische der Formen suggeriert einen Analogieschluß zu nördlich und südlich benachbarten Gebirgsvergleicherungen, die als spätglazial angesehen werden, wobei höhere Niederschläge für die Gletschervorstöße wichtiger waren als erniedrigte Temperaturen (SCHUBERT 1976; HEINE 1983).

Die in Abb. 2 dargestellten glazial entstandenen Formen werden ergänzt durch die „neutralen“ Reliefeinheiten, wie die *Wasserscheiden*, die auch schon vor der Vereisung und ebenfalls danach morphodynamisch aktiv waren. Außerdem sind die Formen hervorgehoben, die durch gegenwärtige Prozesse modelliert werden.

Am häufigsten kommen dabei schmale *Talkerben* (Taf. 1, Fig. 2) vor. Sie sind Übertiefungen innerhalb der muldenförmigen Täler und Hangnischen. Sie können bis zu mehreren Metern Tiefe erreichen, bleiben aber immer schmal und setzen sich mit scharfen Kanten vom glazial gestalteten und solifudal überprägten Talboden ab. Die meisten sind nur im Gelände selbst und nicht in Luftbildern zu erkennen, da die Schicht der Büsche sie von den Seiten her fast ganz überdeckt. Die Talkerben sind nach den einzel-

nen Regengüssen kurzzeitig aktiv, werden aber von so kleinen Einzugsgebieten gespeist, daß ihre Einschneidungsgeschwindigkeit seit Beginn des heutigen Prozeßgefüges nur kleine Formen geschaffen hat. An schwach geneigten Hangpartien setzen die Kerben ganz aus und das abfließende Wasser benutzt den Boden der Hangmulden.

An mehreren Stellen wurden Blöcke durch Frostprozesse aus den Felswänden gelöst und bilden *Sturzhalde*n. Eine flächige Frostschuttproduktion aber fehlt. Die Schuttzungen sind in der Regel schmal und nur wenige Meter lang. Sie werden von der Buschvegetation in ihrer hangabwärtigen Bewegung gestoppt. Die einzige große Blockhalde ist an eine Störung gebunden, wo die mechanische Verwitterung leichter ansetzen konnte als an den meisten anderen Stellen. Unbewachsener Hangschutt macht nur 0,6% der kartierten Fläche aus.

Rezente Abspülung, Abbrechen von gelockerten Blöcken und Frostsprengung sind an den meisten *Graten* erkennbar, ohne daß sie von kaltzeitlicher Formung präzise abzugrenzen wäre, da die Wasserscheiden dauernd schnee- und eisfrei blieben. An ihnen änderte sich nur die Intensität, nicht aber die Qualität der geomorphologischen Prozesse.

Nicht darzustellen ist in der Karte die seit der Klimaverbesserung eingesetzte *Bodenbildung*. Sie ist deutlich langsamer als in der Waldstufe, wo unterhalb von 3000 m Höhe Felsuntergrund nur an frischen und tiefgreifenden Rutschungen hervortritt. In der alpinen Stufe hingegen sind Skelettböden mit einem sehr kleinen Anteil an Feinmaterial bestimmend. Freigelegte Felsbuckel verwittern nur langsam, wie viele gut erhaltene *Gletscherschliffe* (Taf. 1, Fig. 3) belegen.

Ebensowenig sind Formen rezenter periglazialer Prägung in der Karte zu vermerken. Es kommen lediglich *kammeeinduzierte Bodenbewegungen* vor, da für tiefgreifende solifudale Prozesse die Voraussetzungen wie Eislamellen und Eislinien im Boden bei den kurzen Nachtfrosten nicht gegeben sind. Meist fallen die Temperaturen in der alpinen Stufe des Chirripó nur wenige Grade unter den Nullpunkt; das absolute bisher gemessene Minimum betrug -9°C (KOHKEMPER 1971, am 21. Februar 1971). *Rasenschälern* an den Rändern von Pfützen und verlandeten Karseen kann stellenweise beobachtet werden. *Auffrierungen des Lockerbodens* (Taf. 1, Fig. 4) sind jedoch an oft durchfuchreten und vegetationsfreien Stellen mit Feinmaterial festgestellt worden. Wo die Pflanzendecke dicht schließt oder Fels ansteht, ist das nächtliche Wachstum von Kammeis ausgeschlossen.

Die meisten der großflächig entwickelten Formen sind in ihrer Gestaltung somit nicht an das heutige Klima gebunden, sondern älteren Ursprungs.

Die **V e r ä n d e r u n g s g e s c h w i n d i g k e i t** des Reliefs in der alpinen Stufe des Chirripó ist sehr klein. Dies steht in großem Kontrast zu den sonst im Land fast überall tiefgreifend und schnell wirkenden rezenten Prozeßgefügen. Relativ flache Hangneigung, dünne Bedeckung mit Feinmaterial, nur schwache Fröste, limitierte Menge abfließenden Wassers in dieser Gebirgslandschaft und nur zögernd einsetzende anthropogene Beeinflussung sind die Erklärung für diese Befunde.

Viel weniger als in den gemäßigten Breiten oder auch in höher aufragenden tropischen Gebirgen wurde die glaziale Bühne verändert. Die rezenten Prozesse haben das kaltzeitlich entstandene Relief nur dekoriert, nicht aber wesentlich umgeformt.

Nach Abschmelzen der Kargletscher und der perenierenden Schneeflecke waren Solifluidalbewegungen an der Hangformung in größerem Umfang beteiligt. Deutlich wird dies zwischen dem oberen Talboden des Valle de Conejos und der Wasserscheide zwischen ihm und dem Valle Ditkebi. Hier sind unter Gras und Buschwerk versteckte **T e r r a s s e t t e n** (sorted steps) vorhanden, die eine Größenordnung von 80 cm für die Terrassenflächen und 50 cm für die Terrassenhänge aufweisen und an ihrer Oberfläche eine Anreicherung scherbigen Frostschuttes erkennen lassen. Die Spuren dieser Reliefgeneration werden zwar an dieser Stelle rezent kaum verwischt, sind aber im Arbeitsgebiet sonst nur an wenigen Hängen sichtbar.

Mit präglazialer Anlage, glazialer durchgreifender Formung und rezenter Dekoration kann die Entwicklung des Hochgebirgsreliefs des Chirripó charakterisiert werden.

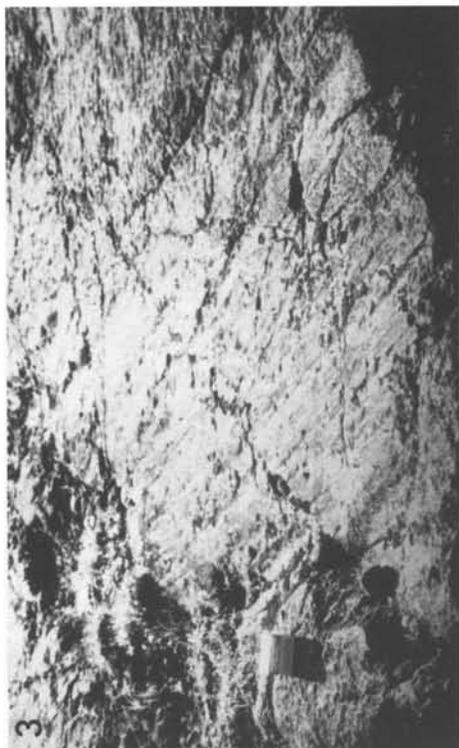
Schriftenverzeichnis

- BERGOEING, J. P. (1977): Modelado glaciario en la Cordillera de Talamanca, Costa Rica — Instituto Geográfico Nacional, Informe Semestral, 2: 33—44; San José.
- BOZA, M. & MENDOZA, R. (1981): The National Parks of Costa Rica. — 310 S.; Madrid (Incafo S. A.).
- CHAVERRI, A. VAUGHAN, C. & POVEDA, L. (1976): Informe de la gira efectuada al macizo del Chirripó a raíz del fuego ocurrido en marzo de 1976. — 27 S.; Heredia (Universidad Nacional).
- HASTENRATH, S. (1973): On the pleistocene glaciation of the Cordillera de Talamanca, Costa Rica — Z. Gletscherkunde und Glazialgeologie, 9, 1—2: 105—121; Innsbruck.
- HEINE, K. (1977): Beobachtungen und Überlegungen zur eiszeitlichen Depression von Schneegrenze und Strukturbodengrenze in den Tropen und Subtropen. — Erdkunde, 31, 3: 161—178; Bonn.
- (1983): Ein außergewöhnlicher Gletschervorstoß in Mexico vor 12000 Jahren — ein Beitrag zum Problem der spätglazialen Klimaschwankungen. — Catena, 10: 1—25; Braunschweig.
- KOHKEMPER, M. (1971): Expedición de montañeros al Cerro Chirripó encuentra los restos de la avioneta hondureña HR — 268. — Instituto Geográfico Nacional, Informe Semestral, 1: 63—69; San José.
- SCHUBERT, C. (1975): Glaciation and periglacial morphology in the northwestern Venezuelan Andes. Dedicated to the memory of Carl Troll. — Eiszeitalter u. Gegenwart, 26: 196—211; Öhringen/Württ.
- (1976): Evidence of former glaciation in the Sierra de Perija, western Venezuela. — Erdkunde, 30: 222—224; Bonn.
- VAUGHAN, C., CHAVERRI, A. & POVEDA, L. (1976): El macizo de Chirripó está resucitando — La Nación, 14 de diciembre: 5 C; San José.
- WEBER, H. (1959): Los páramos de Costa Rica y su concatenación fitográfica con los Andes Suramericanos. — 67 S., Instituto Geográfico Nacional, San José.
- WEYL, R. (1955): Vistigios de una glaciación del Pleistoceno en la Cordillera de Talamanca, Costa Rica — Instituto Geográfico Nacional, Informe Trimestral, 2: 9—32; San José.
- (1956): Eiszeitliche Gletscherspuren in Costa Rica (Mittelamerika) — Z. Gletscherkunde und Glazialgeologie, 3: 317—325; Innsbruck.
- (1957): Vestigios de los glaciares del Pleistoceno en la Cordillera de Talamanca — Instituto Geográfico Nacional, Informe Trimestral, 1: 36—53; San José.

Manuskript eingegangen am 13. 12. 1984

Tafel 1

- Taf. 1, Fig. 1: Lago San Juan, der größte der Karseen in der alpinen Stufe, gerade westlich des Chirripó Grande.
- Taf. 1, Fig. 2: Valle de los Conejos in etwa 3500 m Höhe. In den Boden des Glazialtrogs ist ein schmaler Bach eingekerbt, der nach Regen episodisch Wasser führt. Dies ist die einzige deutliche Umformung seit der pleistozänen Vergletscherung.
- Taf. 1, Fig. 3: Gletscherschliff auf 3550 m Höhe im Valle de los Conejos.
- Taf. 1, Fig. 4: Durch Kammeis aufgefrorener Boden am Fuß des Gipfels Noreste auf 3550 m Höhe.



Eine Folge von Eem und 4 Weichsel-Interstadialen in Oerel/Niedersachsen und ihr Vegetationsablauf

KARL-ERNST BEHRE & UDO LADE *)

Geological sections, Eemian, Weichselian interstadials, limnic sediments,
peat, sand, pollen diagrams, vegetation, forests, tundra, palaeoclimate

Northwest German Lowlands (Oerel), Lower Saxony
TK 25: Nr. 2520

Kurzfassung: An dem Interstadialvorkommen von Oerel im niedersächsischen Tiefland wurden umfangreiche geologische und vegetationsgeschichtliche Untersuchungen durchgeführt. Die Lokalität liegt in einer buchtförmigen Niederung am Osthang der Eisrandlage Lamstedter Staffel (Drenthe-2-Vorstoß der Saale-Kaltzeit). Sondierungen und Bohrungen ergaben ein ausgedehntes Eem-Vorkommen und darüber bis zu 4 durch Sande getrennte Weichsel-Interstadiale, die flächig ausgebildet sind. In der Umgebung des pollenanalytisch bearbeiteten Standardprofils OE 61 verliert die Entwicklung wie folgt: An der Basis liegen wahrscheinlich elster- sowie saalezeitliche Bildungen. Das Eem beginnt mit Abschnitt IV und ist bis VI limnisch, anschließend bis EVII sowie teilweise im Abschnitt WF I des Weichselfrühglazials als Torf ausgebildet. In den verschiedenen Stadialen wurde überwiegend reiner Sand abgelagert, dem Brörup- und Odderade-Interstadial gehen jedoch noch längere limnische Phasen voraus. Beide Interstadiale sind ebenso wie die jüngeren Interstadiale Oerel und Glinde als Torf ausgebildet. Die organogene Schichtenfolge im Bereich von OE 61 wird wie folgt eingeordnet bzw. neu benannt:

Glinde-Interstadial
Oerel-Interstadial
Odderade-Interstadial
Brörup-Interstadial
Eem-Interglazial

Nach den pollenanalytischen Untersuchungen ist das Eem normal ausgebildet; Brörup und Odderade stellen zwei große bewaldete Interstadiale dar. Oerel und Glinde waren waldfrei mit Strauchtundra und gehören dem frühen Weichsel-Pleniglazial an, liegen also vor den niederländischen pleniglazialen Interstadialen. Vielleicht reicht das Glinde noch in den Beginn des Moershoofd-Komplexes.

[A Sequence of Eemian and 4 Weichselian Interstadials in Oerel/Niedersachsen (West Germany) and their Vegetation]

Abstract: Extensive investigations into geology and vegetational history of the Weichselian interstadial site of Oerel in the lowland of Niedersachsen (W. Germany) were carried out. The locality is situated in the eastern hinterland of the Lamstedter Staffel moraines (Drenthe-2-advance of the Saale-glaciation). Numerous borings showed a wide Eemian interglacial layer and on top of it up to 4 organic layers of Weichselian interstadials, separated from each other by sand. At the site of the standard profile OE 61, the development took place as follows: the basal layers are represented by glacial deposits of probably Elsterian and Saalian age. The Eemian starts with a limnic phase from zone IV to VI which is followed by peat until zone WF I of the Early Weichselian. During the stadials mainly pure sands were deposited, the Brörup- and Odderade-interstadials, however, are preceded by limnic phases. Both interstadials as well as the younger interstadials Oerel and Glinde are developed as peat layers. The organic sequence in the area of OE 61 was correlated or new described as follows:

Glinde-interstadial
Oerel-interstadial
Odderade-interstadial
Brörup-interstadial
Eem-interglacial

The pollen diagrams show a normal development of the Eemian vegetation; Brörup and Odderade represent two great forested interstadials. Oerel and Glinde were treeless with shrub-tundra and were parts of the early pleniglacial of the Weichselian, i. e. they have to be placed before the pleniglacial interstadials of the Netherlands. The Glinde may perhaps be placed at the beginning of the Moershoofd-complex.

*) Anschrift der Autoren: Prof. Dr. K.-E. BEHRE, Niedersächsisches Landesinstitut für Marschen- und Wurtenforschung, Viktoriastr. 26/28, D—2940 Wilhelmshaven. — Dr. U. LADE, Prozeßmoorweg 13, D—2174 Hechthausen-Bornberg.

Inhalt

1.	Einleitung	12
2.	Geologie und Morphologie	12
2.1.	Arbeitsmethodik	12
2.2.	Geologischer Überblick	14
2.3.	Oerel und Umgebung	14
3.	Die Hohlform von Oerel	16
4.	Vegetationsablauf und zeitliche Einordnung	23
4.1.	Allgemeines zu den botanischen Untersuchungen	23
4.2.	Das Eem-Interglazial und die Grenze Eem-Weichsel	23
4.3.	Das Brörup-Interstadial	25
4.4.	Das Odderade-Interstadial	26
4.5.	Das Oerel-Interstadial	27
4.6.	Das Glinde-Interstadial	28
4.7.	Zur zeitlichen Einordnung der Interstadiale Oerel und Glinde nach dem Vegetationsbild	30
5.	Diskussion	31
6.	Schriftenverzeichnis	34

1. Einleitung

Unsere Kenntnisse über den Ablauf und den klimatischen Charakter der jüngsten, der Weichsel-Kaltzeit haben in den letzten Jahren erhebliche Fortschritte gemacht, aber auch neue Probleme aufgeworfen. Im norddeutsch-niederländischen Tiefland sind an verschiedenen Stellen wichtige Vorkommen von Weichsel-Interstadialen entdeckt und bearbeitet worden. Deren Ergebnisse liefern eine Grundvorstellung zur Entwicklung von Klima und Vegetation. Eine größere Bedeutung für diese Thematik erlangten inzwischen einige lang durchlaufende Profile aus dem südlichen Mitteleuropa, die große Teile der Weichsel (= Würm-) Kaltzeit mit mehreren Interstadialen erfaßten; nach entsprechend langen Profilen aus nördlicheren Gebieten wurde seit langem gesucht.

Die Lokalität Oerel, im Elbe-Weser-Dreieck bei Bremervörde gelegen, ist seit den Untersuchungen SELLES bekannt. Er fand bereits 1940 über dem Eem zwei große Interstadiale, die er auf Pollen und Makrorest hin bearbeitete. Im Hangenden dieser Interstadiale stieß er auf einen weiteren Torf, von dem jedoch nur 2 Proben untersucht wurden. SELLE verstarb vor Abschluß dieser Arbeiten, aus seinem Nachlaß hat

SCHNEEKLOTH das vorhandene Material so weit wie möglich ergänzt und publiziert (SELLE & SCHNEEKLOTH 1965, SCHNEEKLOTH 1966). Dabei wurden die beiden großen, bewaldeten Interstadiale zeitlich in das Brörup und Odderade eingeordnet. Wegen der so erlangten Bedeutung, besonders aber wegen des hangenden Torfes, war eine Neubearbeitung der Lokalität Oerel seit langem wünschenswert.

Neue geologische Untersuchungen in Oerel wurden 1976 von U. LADE begonnen (publ. 1980), bis 1981 zusammen mit H. HAGEDORN im Rahmen eines DFG — geförderten Forschungsprojekts fortgesetzt und bis 1985 von U. LADE abgeschlossen. Dabei wurde außer dem erwarteten dritten sogar noch ein vierter weichselinterstadialer Torf angetroffen. — Parallel zur geologischen übernahm K.-E. BEHRE die vegetationsgeschichtliche Bearbeitung, von der die Pollendiagramme hier vorgelegt werden, während über die noch laufenden botanischen Makrorestanalysen ebenso wie über die in Groningen in Arbeit befindlichen ¹⁴C-Datierungen später berichtet werden wird.

Bei der technischen Durchführung unserer Arbeiten erfuhren wir vielerlei Unterstützung. So wurde mit Hilfe des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung, Hannover, im Rahmen des vom BMFT geförderten Vorhabens RG 81 021 „Aufscheidung und Untersuchung von Schwermineral-Anreicherungen im Gebiet zwischen Cuxhaven und Bremerhaven“ eine kombinierte Spül-Schlauchkern-Bohrung bis auf 51,0 m Tiefe abgeteuft. Die Laborarbeiten erledigten Frau M. NÜSSEN und Frau E. SCHULZ, während die Zeichnungen von den Herren S. HAUPT und W. WISELINCK, alle Wilhelmshaven, erstellt wurden. Ihnen allen gilt unser Dank.

Hilfreiche wissenschaftliche Diskussionen zum Thema wurden mit den Herren Priv.-Doz. Dr. E. GRÜGER, Göttingen, Prof. Dr. H. HAGEDORN, Würzburg, und Dr. B. MENKE, Kiel, geführt.

Schließlich bedanken wir uns bei allen Oereler Grundstückseigentümern, auf deren Gelände wir unsere Sondierungen und Bohrungen abteufen durften, wofür oftmals die Hausgärten benutzt werden mußten.

2. Geologie und Morphologie

2.1. Arbeitsmethodik

Ausgehend vom Standort der alten Brunnenbohrung (SELLE & SCHNEEKLOTH 1965; hier: OE 14) wurden an 61 verschiedenen Stellen Bodenprofile gewonnen. Sie wurden fast alle entlang von Profillinien angeordnet (vgl. Abb. 3), mit Oerel (OE) bezeichnet und fortlaufend nummeriert. Meist waren es Schlitzsondierungen,

hinzu kamen verrohrte Bohrungen zur Bergung von ungestörtem Probenmaterial. Diese wurden meist in Form von kombinierten Spül-Kern-Bohrungen durchgeführt (Probennahme mit Rammkernsonde, Innen- \varnothing : 22 mm). Sämtliche Bohr- und Sondierpunkte wurden anschließend eingemessen und nivelliert. Zusammen mit 4 Baugrundsondierungen für das Gebäude der Volksbank (direkt nördlich OE 54 und 58; vgl. Abb. 3) standen 65 Profile für die Auswertung zur Verfügung.

Das wichtigste Profil ist die kombinierte Spül-Schlauchkern-Bohrung OE 61 (= WEM 39 des oben genannten Schwermineral-Forschungsprogrammes). Sie wurde bis 21,5 m unter Geländeoberfläche

gekernt und anschließend bis 51,0 m gespült. Ihre Kerne (\varnothing : 100 mm) enthielten organogene Ablagerungen von 4 Weichsel-Interstadialen und der Eem-Warmzeit. Die organogene Strecke von OE 61 wurde deshalb als Standardprofil ausgewählt und nach allen Richtungen hin intensiv bearbeitet. Aus den tieferen glaziären Schichten stand ausreichendes Material für 3 Feinkiesanalysen zur Verfügung (vgl. Abb. 10).

Zur Ergänzung und um die in ihren Tiefenlagen z. T. stark schwankenden gleichalten organogenen Schichten korrelieren zu können, wurden an Mudden und Torfen folgender Sondierungen und Bohrungen pollenanalytische Übersichtsdatierungen vorgenommen: OE 9, 11, 16, 22, 23, 25, 45, 46, 48 und 60.

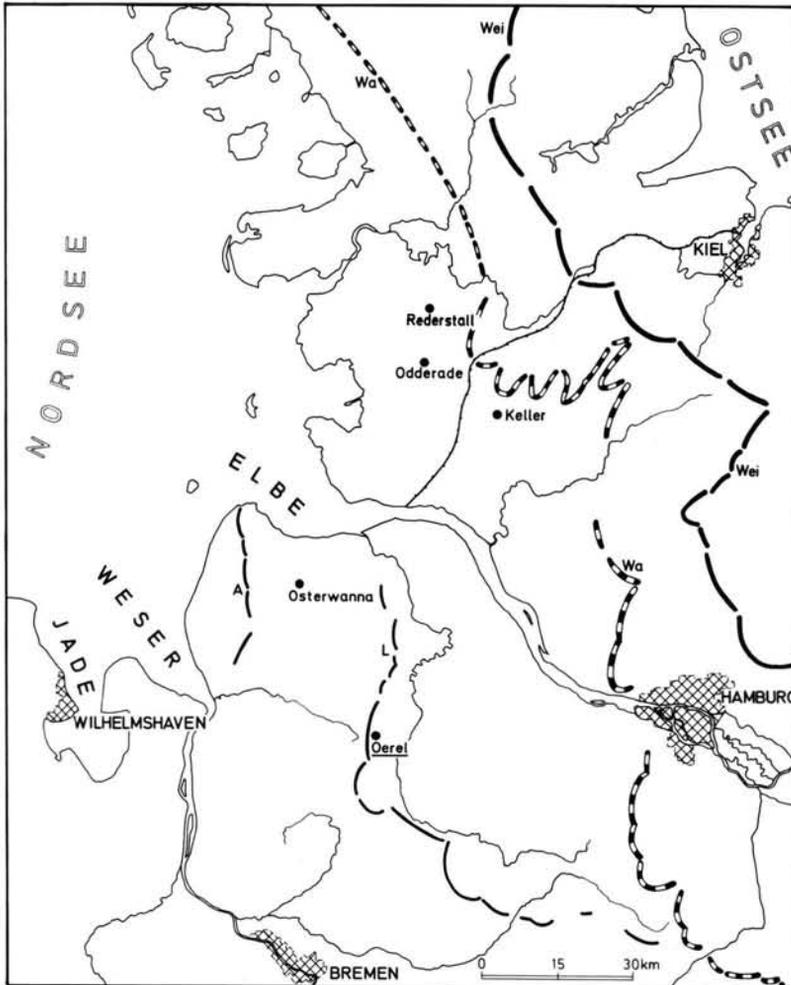


Abb. 1: Geologische Übersicht mit Eisrandlagen und wichtigen im Text genannten Fundplätzen.

Wei = Weichsel-Endmoränen, Wa = Warthe-Endmoränen, L = Lamstedter Staffel, A = Altenwalder Staffel
(nach LIETKE 1981, verändert).

2.2. Geologischer Überblick

Der Ort Oerel liegt im nördlichen Niedersachsen im Elbe-Weser-Dreieck. Dieses Gebiet gliedert sich etwa zur Hälfte in Niederungsbereiche, die von Mooren und vor allem von Marschen eingenommen werden, und zur anderen Hälfte in Geestbereiche, die im Drenthe-Stadium der Saale-Kaltzeit angelegt worden sind. Warthestadiales und weichselzeitliches Eis haben unser Gebiet nicht mehr erreicht (Abb. 1). Die äußersten Randlagen des Weichseises haben zu Oerel eine Mindestentfernung von rd. 75 km und die des Wartheises, prägnant markiert durch die Harburger Berge, noch eine Entfernung von rd. 50 km.

Von Gletschereis war das Elbe-Weser-Dreieck zuletzt anlässlich der jüngeren Vereisungsphase des Drenthe-Stadiums, während des Drenthe-2-Vorstößes, bedeckt. Davon zeugen zwei markante Höhenzüge, die nach WOLDSTEDT (1950) als Altenwalder Staffel und als Lamstedter Staffel bezeichnet werden (Abb. 1). Die Altenwalder Staffel als äußerste Randlage des Drenthe-2-Eises ist im nördlichen Teil (Bereich Altenwalde-Cuxhaven) als Stauchmoräne (SINDOWSKI 1969) und in ihrer südlichen Fortsetzung als Satzmoräne aus ungestörten Schmelzwasserablagerungen ausgebildet. Südlich Bremerhaven tritt sie morphologisch nicht in Erscheinung. Die Drenthe-2-zeitliche Eisbedeckung ist dort jedoch durch die Verbreitung der entsprechenden Grundmoräne nachgewiesen worden (LADE 1980).

Morphologisch ausgeprägter als die Altenwalder Staffel zeigt sich die Lamstedter Staffel, die durchgehend als Stauchmoräne ausgebildet ist. Zunächst N-S-verlaufend, biegt sie ca. 15 km südlich Oerel nach Südosten um, quert die Oste-Niederung und setzt sich in der Rotenburger Geest fort. Die Stauchenergie muß im nördlichen Bereich der Lamstedter Staffel z. T. beträchtlich gewesen sein, da dort stellenweise alttertiäre Tone, z. B. Eozän bei Lamstedt-Rahden und Hemmoor-Heefel, an die Oberfläche gelangt sind.

Die Frage nach der Reihenfolge der Entstehung ist noch nicht endgültig beantwortet. Vermutlich ist die Altenwalder Staffel die ältere Randlage, und die Lamstedter Staffel wurde anschließend nach einem partiellen Eisrückzug aufgestaucht (HÖFLE & LADE 1983).

Grundmoräne des Drenthe-2-Vorstößes findet sich flächenhaft östlich von Oerel in der Stader Geest, dagegen entlang der beiden Staffeln und zwischen ihnen nur lückenhaft. Im unverwitterten Zustand, d. h. als Geschiebemergel, ist sie sowohl im Elbe-Weser-Dreieck als auch im Hamburger Raum („Niendorfer Moräne“) durch die Führung von vielen Kreide- und Flint-Geschieben sowie durch einen hohen Kalkgehalt von meist 20 % und mehr gekennzeichnet. In dieser

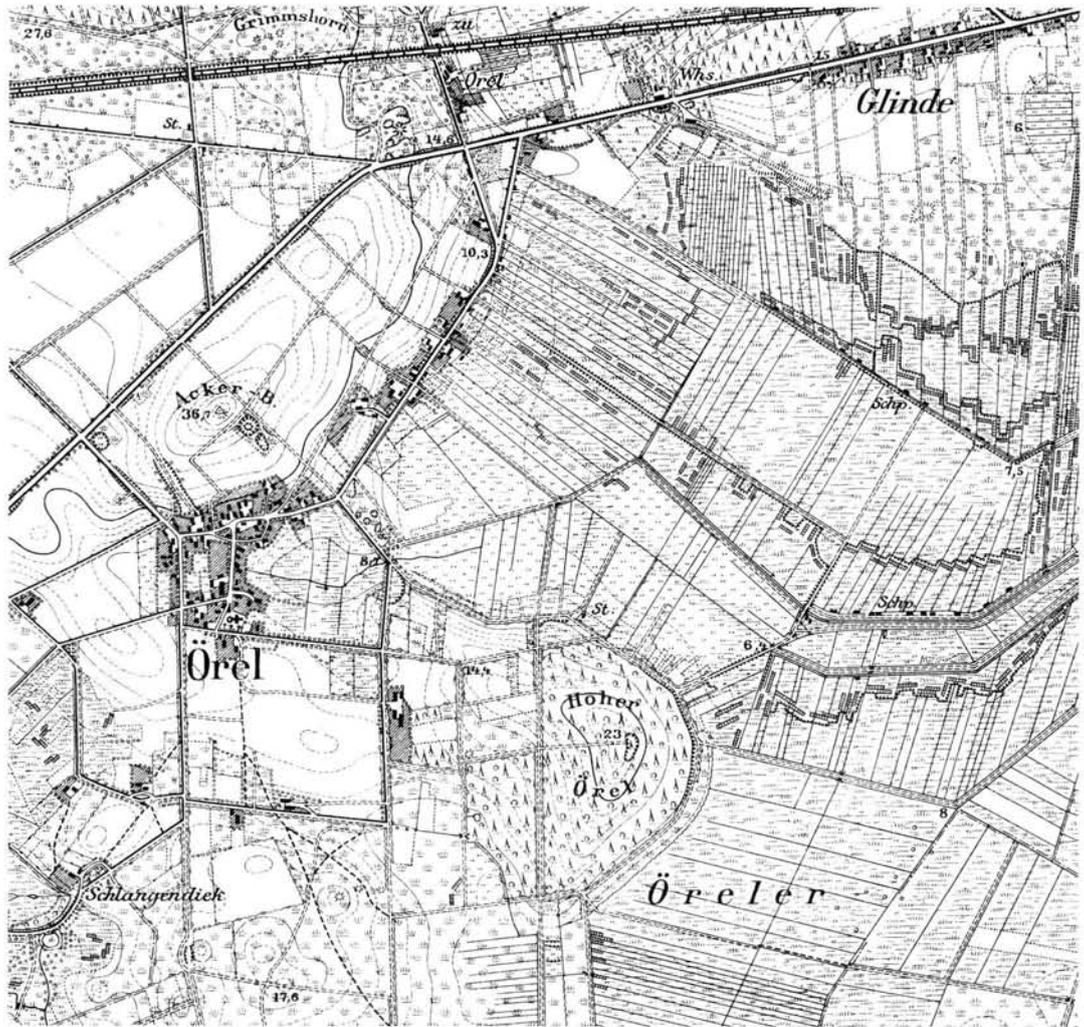
typischen Ausbildung ist sie nicht verwechselbar, weder mit der älteren Drenthe-1- noch mit der Elster-Grundmoräne. Dies zeigte sich beispielhaft an einem Schlüsselprofil für das norddeutsche Quartär im ehemaligen Kreide-Steinbruch von Hemmor (EHLERS 1979; HÖFLE & SCHLENKER 1979). Dort waren auch Drenthe-1- und Elster-Grundmoräne durch ihre Farbtöne und Korngrößenzusammensetzung gut zu unterscheiden. Die Unterscheidungskriterien wurden jüngst bei zahlreichen Bohrungen im Bereich der Altenwalder Staffel bestätigt (LADE 1985): Drenthe-1-Moräne mit braunen bis gelbbraunen Tönen und gleichbleibender Korngrößenzusammensetzung, dagegen Elster-Moräne mit olivgrauen und dunkleren Tönen und heterogener Korngrößenzusammensetzung.

2.3. Oerel und Umgebung

Der Ort Oerel liegt am Fuße des Osthanges der Lamstedter Staffel. Direkt östlich benachbart erstreckt sich die hier ca. 5 km breite Oste-Niederung. Die Eisrandlage wird gut durch die höchsten Erhebungen der lokalen Umgebung, durch den Hohen Oerel mit + 23,1 m NN und den Acker-Berg mit + 36,7 m NN markiert (s. u. und Abb. 2). Zur benachbarten Oste-Niederung hin bewegen sich die Niveauunterschiede im allgemeinen um 15 m, erreichen aber maximal am Acker-Berg rd. 30 m.

Entsprechend dem durchgehenden Stauchcharakter der Lamstedter Staffel sind in Oerel und seiner Umgebung ebenfalls Schichtstörungen zu beobachten. So sind z. B. ca. 5 km SSE bei Basdahl, ebenfalls am Osthang der Staffel gelegen, Lauenburger Ton und elsterzeitliche Grundmoräne hochgestaucht. Etwa 1 km SE der Ortslage Oerel erhebt sich die markante Kuppe des Hohen Oerel, der im Kern aus Drenthe-2-Geschiebemergel (Kalkgehalt: 20,4 %) in der Farbe gelblichbraun-gelblichgrau (= 10 YR 5/4 — 5 Y 7/2 nach ROCK-COLOR CHART) besteht, hochgestaucht ist und als Härtling herauspräpariert wurde (LADE 1980). Bezeichnend dafür ist die Lage einer alten Mergelkuhle in der Kuppe des Hohen Oerel. Geschiebemergel als Naturdünger ist ebenfalls bei OE 36 abgebaut worden (Der Schiefstand auf Abb. 3 liegt in einer Mergelkuhle). Hier zeigt Abb. 4 eine förmliche Faltung der Grundmoräne. Als Geschiebemergelschuppe muß die Geesthalbinsel Fahrenkamp betrachtet werden, auf der Profil 4 mit OE 55 endet (Abb. 8). An all diesen Stauchlokalitäten hat das Drenthe-2-Eis seine eigene Moräne nachträglich gestört.

Einbezogen in die Stauchungen sind auch Schmelzwasserablagerungen, zumindest die am Osthang des Acker-Berges (Abb. 7). Ob das auch für die etwas weiter im S und SE gelegenen Sandgebiete (OE 7—6



Kartengrundlage: Preußische Landesaufnahme 1:25 000, 2520 (1899).
Herausgegeben von der Preußischen Landesaufnahme und vom
Niedersächsischen Landesverwaltungsamt – Landesvermessung –
Vervielfältigt mit Erlaubnis des Niedersächsischen Landesverwaltungs-
amtes – Landesvermessung – B5 – 660/85.

Abb. 2: Ausschnitt des Bereichs um Oerel aus der TK 25, Blatt 2520 Bremervörde (Erstausgabe von 1899)
Maßstab 1:25 000.

in Abb. 6, OE 28—29 in Abb. 4) gilt, läßt sich mangels Aufschlüssen nicht sagen. Möglicherweise ist dort das Stauchungsausmaß erheblich geringer, worauf Stauchungsbeobachtungen und -messungen in einer Sandgrube am nördlichen Fuße des Hohen Oerel hinweisen (LADE 1980). Geringfügig gestaucht zu sein scheinen auch die Beckensedimente am Osthang des Acker-Berges. Auf die Frage, ob die Lagerungsverhältnisse unter der Hohlform auch stauchungsbedingt sind, wird im Kapitel 3 eingegangen.

Zu Petrographie und Farbe der oben genannten glazialen Sedimente sei noch erwähnt, daß die Schmelz-

wasserablagerungen überwiegend als Mittel- und Grobsande und die Beckenablagerungen überwiegend als glimmerhaltige Feinsande und — untergeordnet — Schluffe ausgebildet waren. Im Drenthe-2-Geschiebemergel gab es neben den vorherrschenden gelblichbraunen bis gelblichgrauen Farbtönen im basalen Bereich häufig olivgraue (5 Y 4/1), wie sie auch von HÖFLE aus Hemmor (1979) und von Blatt 2624 Hollenstedt der GK 25 (HÖFLE 1982) sowie von MEYER auf Blatt 2524 Buxtehude der GK 25 (MEYER 1982) beschrieben worden sind.

Im tiefsten Aufschluß, OE 61 (Abb. 10), sind ältere Schichten als bisher zitiert erbohrt worden. Zwischen 35 m und 38 m lagert ein dunkler kalkhaltiger Ton, der wegen seiner faziellen Ausbildung und seiner Lage am Rande einer elsterzeitlichen Rinne (KUSTER & MEYER 1979) dem Lauenburger Komplex zugeordnet wurde. Dann folgen Schmelzwassersande und -kiese und anschließend ein 2 m mächtiger Geschiebemergel, der wegen seiner Tiefenlage, seiner olivgrauen Farbe (5 Y 3/2) und der Überlagerung durch vermutlichen Lauenburger Ton in die Elster-Kaltzeit gestellt wurde. Allerdings bestätigen dies die Feinkiesanalysen (Zählbereich: 4—6,3 mm) der Moräne und der liegenden Schmelzwasserschichten, gemessen an den feinkiesanalytischen Standardergebnissen aus dem Bereich der Altenwalder Staffel (LADE 1985) nicht eindeutig. Die Ergebnisse von Oerel mit viel Kristallin, viel Flint und wenig Quarz zeigen kein typisches Elster-Spektrum, sondern befinden sich im Überlagerungsbereich von Elster und Drenthe-1 (Moräne) bzw. im Drenthe-1-Bereich (Schmelzwasserkies). Daher bleibt die stratigraphische Einstufung von Ton, Moräne und Schmelzwasserschichten vorläufig unsicher.

Sicher ist dagegen das Alter von Schmelzwasserschichten und Moräne im Hangenden des Tones. Neben den makroskopischen Befunden bestätigt dies die Feinkiesanalyse der Schmelzwasserschichten: viel Flint, wenig Kristallin, sehr wenig Quarz (1 Korn) und mehr Kreide- als paläozoische Kalke (aus der Moräne konnte aus bohrtechnischen Gründen keine Probe genommen werden).

Als letzte saalezeitliche Schicht wurden Sande mit unterschiedlichen Kiesanteilen und z. T. tonig-schluffigkiesigen Beimengungen angetroffen. Sie bilden fast überall das Liegende der jeweils untersten organogenen Schicht und — sofern erbohrt — das Hangende der Drenthe-2-Moräne. Genetisch sind es überwiegend niveofluviatile Sande, die vom Geesthang gekommen und in der Hohlform vermutlich fluvial weitertransportiert worden sind. Bei tonig-schluffigkiesiger Ausbildung dürfte es sich um Fließerden aus Grundmoränenmaterial handeln.

3. Die Hohlform von Oerel

Die Hohlform von Oerel ist eine buchtförmige und vermoorte Niederung, die von höheren Geestgebieten umrahmt wird und nach Osten einen schmalen Entwässerungsdurchlaß zur Oste-Niederung hat (Abb. 2). Durch die umlaufenden Straßen wird sie auf Abb. 3 gut begrenzt.

Um die geologischen Verhältnisse der Bucht und der benachbarten Geest zu erkunden, wurden 5 Profilschnitte gelegt. Profilschnitt 2 (Abb. 6) sollte prüfen,

ob der Entwässerungsdurchlaß einen Überlauf darstellt oder ob dort in größerer Tiefe schon entwässert wurde. Der Profilschnitt 1 (Abb. 4) quert als einziger die Niederung mittig, während sich die Profilschnitte 3, 4 und 5 (Abb. 7—9) am nördlichen Rand befinden. Aus den restlichen Niederungsbereichen liegen keine Aufschlüsse vor, doch haben Baugrundbohrungen für das Rathaus am westlichen Rand der Niederung (Abb. 3, in Höhe Ortsname Oerel) keine organogene Schichten angetroffen.

Die Untersuchungsergebnisse zeigen eine fossile Hohlform an, die — abgesehen von der dünnen holozänen Torfaufgabe — eine Folge von maximal 5 organogenen Schichten mit zwischengelagerten Sanden beherbergt. Die Pollenanalysen ergaben, daß stets die unteren 3 Schichten in der Eem-Warmzeit, im Brörup- und im Odderade-Interstadial gebildet wurden (vgl. 4.2.—4.4.) Sie sind unter fast der gesamten Niederung gemeinsam vorhanden und erstrecken sich über maximal 500 m (OE 39—OE 26, Abb. 4). Dagegen repräsentieren die beiden oberen der 5 organogenen Schichten neu beschriebene Interstadiale (s. u. und 4.5.—4.6.) und beschränken sich auf den nördlichen Teil der Niederung, in dem die Hohlform am tiefsten ist. Hier wie auch im restlichen Teil werden durch Abb. 4 Lagerungsstrukturen angezeigt, die für die Hohlform eine glaziäre Entstehungsursache annehmen lassen.

Durch das eemzeitliche Alter der untersten organogenen Schicht (Beginn in OE 22: Kiefern-Eichenmischwald-Zeit, Eem III nach BEHRE 1962) ist die Entstehung der Hohlform in der Saale-Kaltzeit gesichert. In Frage kommen eine Pingo-bedingte Genese in der Periglazialzeit des Warthe-Stadiums oder Entstehungsweisen, die mittelbar oder unmittelbar auf das letzte glaziäre Geschehen am Ort während der Drenthe-2-Vereisung zurückzuführen sind. Die Pingo-bedingte Genese ist nicht wahrscheinlich, weil ein entsprechender Wall fehlt, vor allem aber, weil dann damit gerechnet werden muß, daß die Grundmoräne ausgeräumt ist. Sonst wäre das Massendefizit schwer erklärbar.

Es bleiben Entstehungsmöglichkeiten im Zusammenhang mit Gletschereis: Auskolkung und Toteis. Da auch bei einer Auskolkung erwartet werden muß, daß die Grundmoräne erodiert ist, wird stattdessen eine Genese wahrscheinlich, bei der Toteis die entscheidende Rolle spielt. Möglicherweise war die Hohlform nach Totfallen des Drenthe-2-Eises plombiert und bildete sich später im Zuge des Abschmelzprozesses heraus. Das unruhige Basisrelief könnte dann durch Stauchung während des Lamstedter Vorstoßes erklärt werden. Dafür spricht die Lage des Hohlformtiefsten am Fuße des gestauchten Hanges, also gerade dort, wo der Hauptdruck zwischen Eis und mineralischem

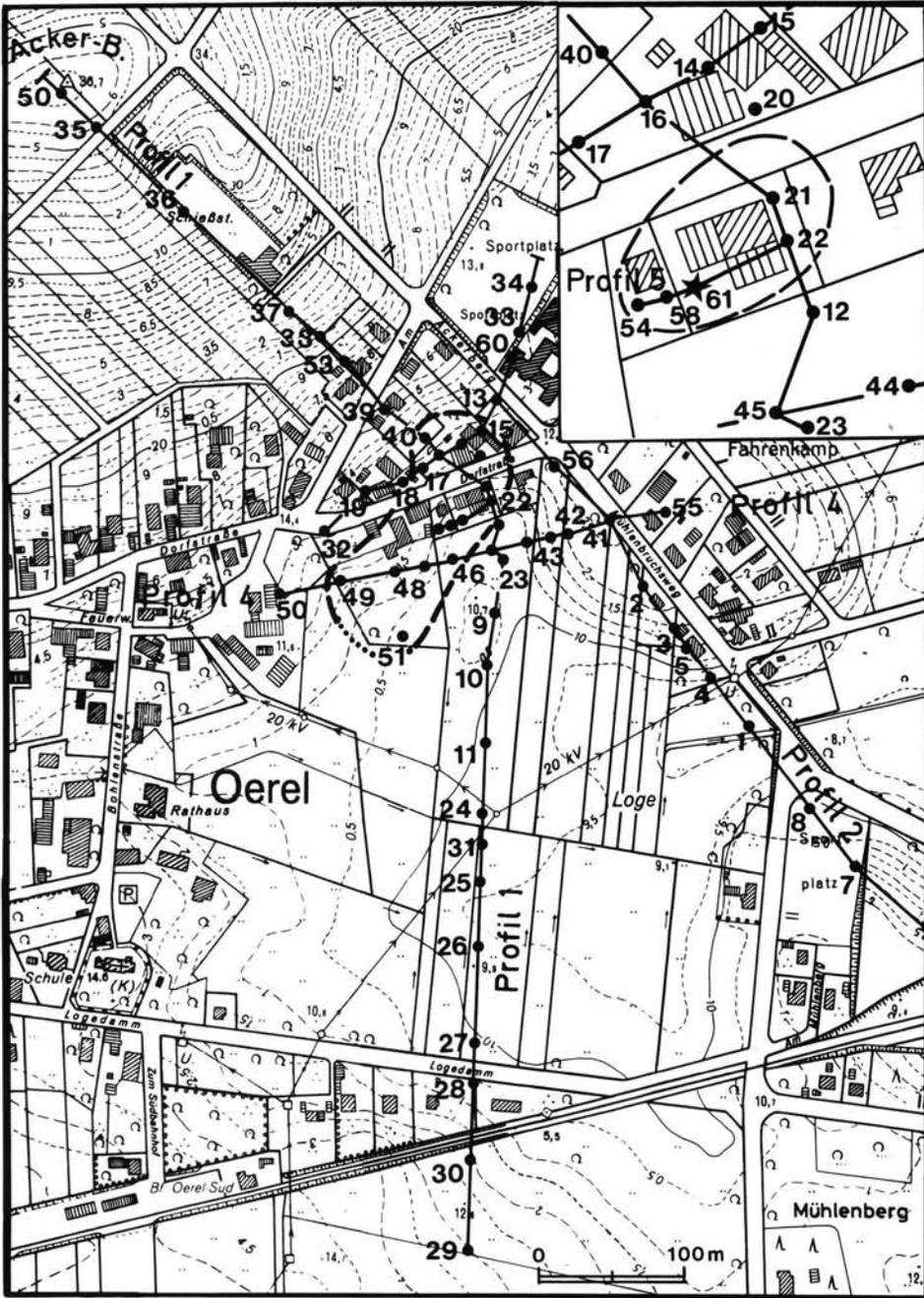


Abb. 3: Lage der Profilschnitte und Bohrungen in Oerel.

Hauptkarte: Maßstab 1 : 6 000, umgrenzt ist die Ausdehnung des Oerel-Interstadials
 Ausschnittkarte rechts oben: Maßstab 1 : 2 000, umgrenzt ist die Ausdehnung des Glinde-Interstadials.
 Vervielfältigungserlaubnis unter AZ AR 23/85 am 05. 03. 85 erteilt durch das Katasteramt Bremervörde.

Hindernis entstand und sich aktives Eis in den Untergrund pressen konnte. Andererseits kann das Abtauchen der Grundmoräne als Sackungsstruktur gedeutet werden, wonach unter der Moräne verschüttetes Tot-

eis post-Drenthe-zeitlich abtaute und die Deckschichten nachsacken ließ. Das unruhige Relief der Moränenoberfläche könnte auf unterschiedliche Toteismächtigkeiten zurückgeführt werden.

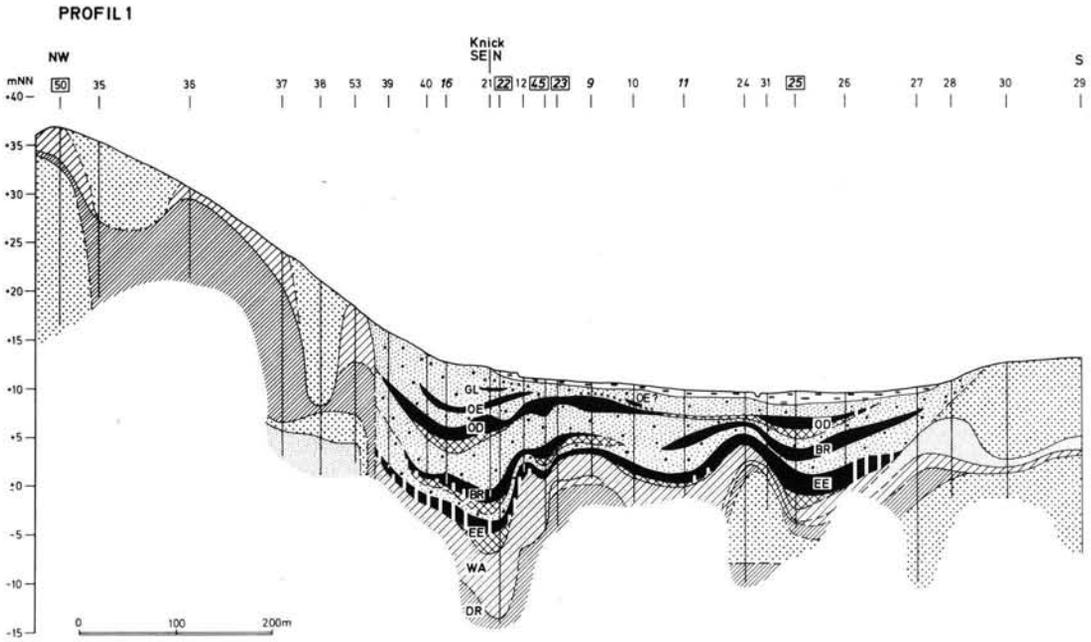
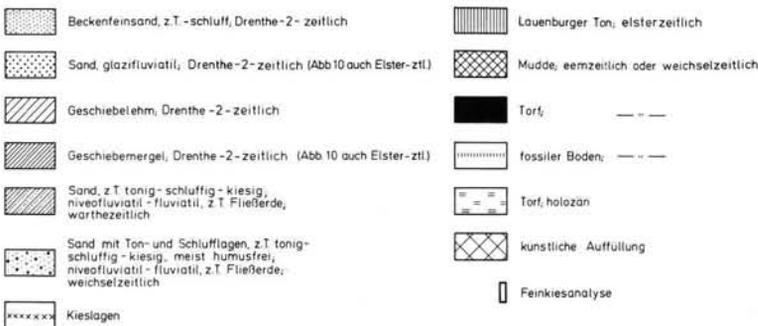


Abb. 4: Profilschnitt 1, Überhöhung 10 : 1; zur Lage vgl. Abb. 3, Legende vgl. Abb. 5; DR = Drenthe, WA = Warthe, EE = Eem, BR = Brörup, OD = Odderade, OE = Oerel, GL = Glinde.

Wo das Toteis auch gelegen haben mag: Bereits im Warthe-Stadium kam es zu reliefbedingten Umlagerungen, möglicherweise in eine damals schon existierende Hohlform hinein. Darauf weist die Mächtigkeitszunahme der entsprechenden Ablagerungen unter dem tiefsten Bereich der eemzeitlichen Hohlform hin (Abb. 4). Ablagerungen eines zwischen Drenthe-2-Vereisung und Warthe-Stadium postulierten Inter-glazials, der Treene-Warmzeit (PICARD 1959), die die Hohlform bereits damals hätte entstehen lassen und organogene Schichten hätte hinterlassen müssen, wurden an keiner Stelle beobachtet.

Spätestens zu Beginn der Eem-Warmzeit muß die Hohlform als solche vorhanden gewesen sein. In OE 22 begann bereits im Eem III, in OE 61 im Eem IVa die limnische Sedimentation. Älteres Eem und Saale-Spätglazial wurden bisher nicht festgestellt, könnten aber z. B. bei OE 47, wo die Torfunterkante tiefer als in OE 22 und OE 61 liegt (s. u.), ausgebildet sein.

Die eemzeitlichen Mudden in OE 22 und OE 61 führen nur relativ wenig humoses Material und sind lagenweise dunkelbraun (5 YR 2/2), ansonsten grünlicholivgrün bis olivgrau (5 GY 3/2—5 Y 3/2) gefärbt.



50 verrohrte Bohrung 16 22 organogene Schichten datiert

Abb. 5: Legende zu den Profilschnitten.

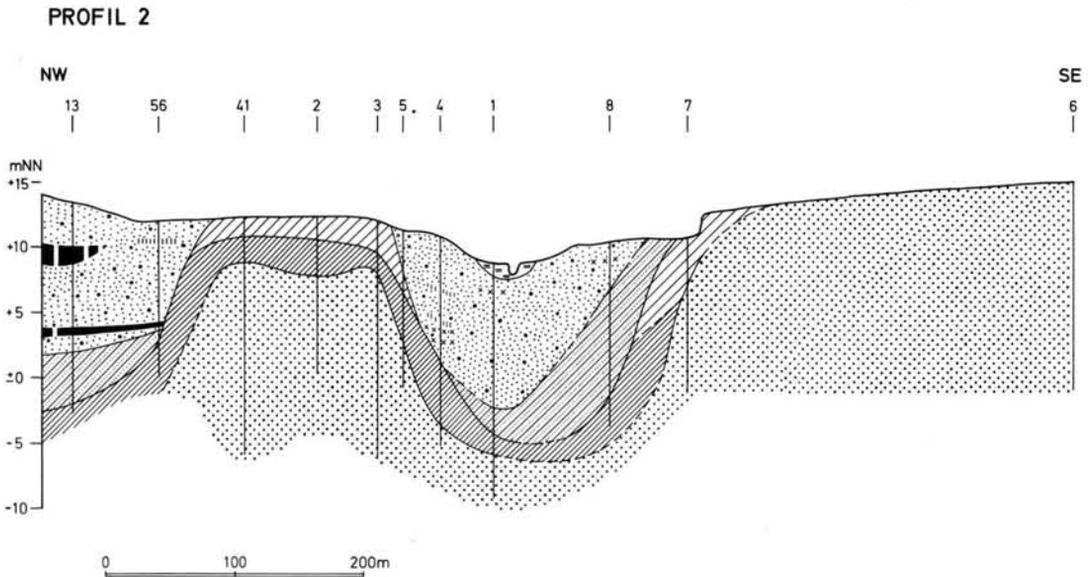


Abb. 6: Profilschnitt 2, Überhöhung 10 : 1; zur Lage vgl. Abb. 3, Legende vgl. Abb. 5.

Kalkgehalt ist meistens vorhanden, nur im unteren Teil gibt es kalkfreie Lagen. Nach oben nimmt der Kalkgehalt und gleichzeitig die Führung von Ostracodenschalen generell zu. Der stärkste Kalkgehalt in OE 61 wurde im obersten Teil der Mudde (cm 1684 bis 1760) festgestellt, dem fast genau der Abschnitt Eem V entspricht. Lieferant des Kalkes war vermutlich die kreidekalkreiche Moräne des angrenzenden Hanges.

Gegen Ende von Eem V (OE 9), spätestens in Eem VI (z. B. in OE 61), beginnt in der Hohlform von Oerel flächenhaft Niedermoor- oder Torf zu wachsen. Der damalige Grundwasserspiegel lag, abgeschätzt an der Torfunterkante von OE 9, bei rd. + 3,15 m NN. Der gleichalte Torf an anderen Stellen der Hohlform liegt, bezogen auf die datierten Strecken, um bis zu 7,4 m (OE 61), nach OE 47 (ohne Datierung korreliert) sogar um 9 m tiefer. Dieser Befund, erkennbar an den Lagerungsverhältnissen der organogenen Schichten, hat seine Ursachen nicht mehr in Toteissackungen, sondern in Setzungen des Sediments. Da in OE 9 unter dem Eemtorf setzungsfähiges organisches Material nicht mehr vorkommt und da davon ausgegangen werden kann, daß gleichalte Niedermoor- oder Torfe niveaugleich wachsen, sind die angegebenen Sackungsbeträge absolute Beträge. Das heißt, die limnische Sedimentation hatte in Eem V/VI ein Niveau von etwa + 3,15 m NN erreicht.

Zeugen trockener Standorte wurden als Bodenrelikt nur in OE 42 in Form eines B_{hs} -Horizontes beobachtet (Abb. 8).

Der Beginn der Weichsel-Kaltzeit wird in Oerel im allgemeinen durch die erste posteemzeitliche Sandschicht angezeigt, abgelagert im Herning-Stadial. Nimmt man die vegetationsgeschichtliche Definition der Grenze Eem/Weichsel (vgl. S. 25), dann reicht der ausklingende Torf jedoch noch bis in das frühe Herning-Stadial hinein, bei OE 61 von cm 1635 bis 1609. Nach der Frühweichselgliederung von MENKE & TYNNI (1984), der in dieser Arbeit gefolgt wird, ist es der Abschnitt WF I (vgl. Tab. 1). Die Sande wurden genetisch als überwiegend niveofluviatil eingestuft, können aber in größerer Entfernung vom Geesthang fluviatil weitertransportiert worden sein. Petrographisch sind es Mittelsande sowie daneben Fein- und Grobsande mit wenigen umgelagerten humosen Resten und geringem Anteil an Pflanzenhäcksel. Eine Ausnahme bildet der Bereich um OE 39 (Abb. 4). Bedingt durch die Nachbarschaft zum Geschiebemergel, wechseln mit dem Sand Tone und Schluffe sowie, als Gemisch aller Korngrößen, Fließerden ab. Die Stärken dieser stadialen Schicht betragen meist nicht mehr als 2 m, in einem Falle jedoch 6,5 m (OE 47). Gegen Ende des Herning-Stadials, vermutlich bedingt durch die sich ausbreitende Bodenvegetation und die damit einhergehende Sedimentationsberuhigung, lagern sich in den tieferen Hohlformbereichen Ton- und Schluffmudden mit wenig organischen Bestandteilen ab (vgl. 4.3 und Abb. 13).

Im nachfolgenden Brörup-Interstadial, WF II, hält die limnische Sedimentation in den tieferen Hohlformbereichen zunächst an. Die nach vegeta-

dieser Stelle liegend keine weitere organogene Schicht angetroffen wurde. Bezogen auf OE 61 beträgt die Differenz der Torfunterkanten 4,1 m, d. h. post-Odderade ist bei OE 61 die Schichtenfolge von Eem bis Odderade um diesen Betrag gesackt, bei OE 16 sogar um 5,05 m. Als Sackungsbetrag prä-Odderade errechnen sich bei OE 61 3,3 m (= 7,4 m im Eem minus 4,1 m).

Gemessen an der Torfunterkante bei OE 60 lag das Oberflächenniveau zu Beginn des Odderade im nördlichen Teil der Bucht bei etwa +10 m NN, d. h. in einer der heutigen vergleichbaren Höhe. Wenn nachfolgend erneut und letztlich ohne Geländeerhöhung sedimentiert wurde, so nur nach weiteren und flächenhaften Sackungen.

Auf das Odderade-Interstadial folgt eine nächste kalte Phase, die nach MENKE & TYNNI (1984) Schalkholz-Stadial genannt und noch ins Frühweichsel („WF V“) gestellt wurde, die wir aber im Gegensatz zu beiden und in Anlehnung an den Vorschlag von CHALINE & JERZ (1984) an den Beginn des Weichsel-Pleniglazials stellen: WP I (vgl. Tab. 1). Abgelagert wurden überwiegend Fein- und daneben Mittelsande mit sehr geringen organischen Anteilen. Dort, wo die Sande durch das hangende Interstadial begrenzt sind, liegen die Schichtstärken zwischen einigen dm und maximal 1,9 m (OE 14).

Im nördlichen Teil der Bucht werden diese Sande durch einen weiteren Torf abgedeckt, der eine waldlose Phase darstellt und dessen Mächtigkeit stets unter 1 m bleibt (bei OE 61 0,8 m). Seine Lagerung zeigt, daß nach seiner Bildung unterschiedlich starke Sackungen abgelaufen sind. Absolute Sackungsbeträge lassen sich nicht berechnen, da im Verbreitungsbereich sich im Liegenden stets setzungsfähige Sedimente befinden. Die relative Differenz beträgt von OE 16 nach OE 14, bezogen auf Torfunterkanten, 1,07 m (2,1 m bei den ohne Datierung korrelierten Torfen in OE 14 und OE 47). In seiner Verbreitung beschränkt sich dieser Torf bezeichnenderweise auf einen Bereich, der gleichzeitig das Hohlformtiefste begrenzt und Längs- und Querdurchmesser von rd. 200 m und 100 m hat (Abb. 3).

Dieser Torf, der bereits bei SELLE & SCHNEEKLOTH (1965) erwähnt wird, stellt ein eigenständiges Interstadial dar (s. u.); wir benennen es nach dem Fundort mit Oerel-Interstadial (WP II, vgl. Tab. 1 u. Abb. 5—10).

Über dem Oerel folgt erneut ein Stadial, das sich petrographisch überwiegend durch Fein- und daneben Mittelsande mit wenigen humosen und Pflanzenhäcksel-Lagen darstellt. Die Schichtstärke beträgt maximal 1,5 m (OE 58). Nach dem 5 km

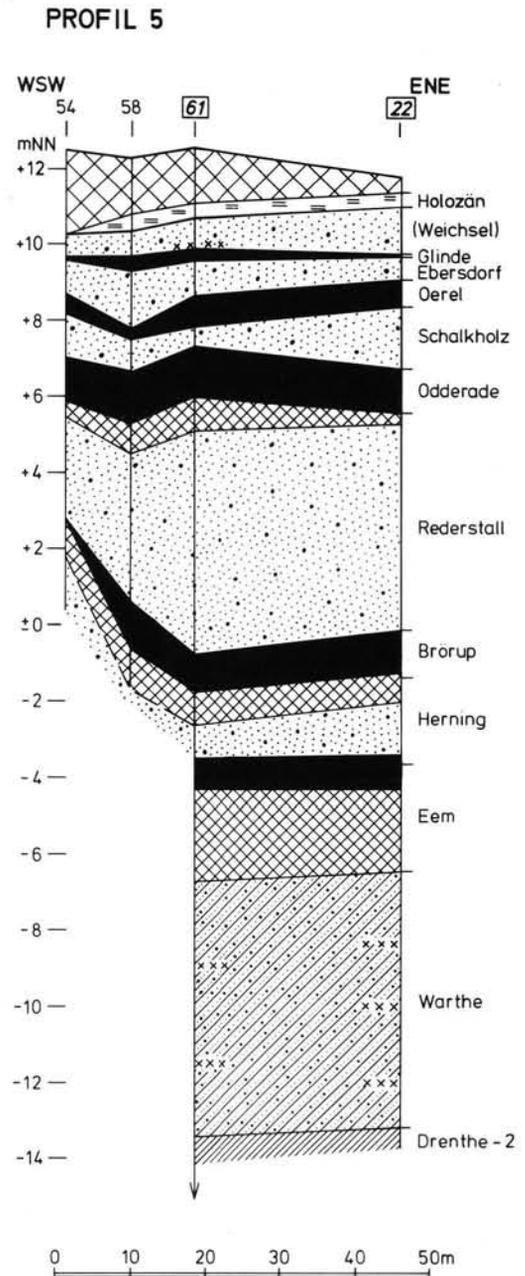


Abb. 9: Profilschnitt 5, Überhöhung 5 : 1; zur Lage vgl. Abb. 3, Legende vgl. Abb. 5.

nördlich liegenden Ort Ebersdorf bezeichnen wir es mit Ebersdorf-Stadial (WP III, vgl. Tab. 1).

Begrenzt werden die Ebersdorf-stadialen Sande nach oben durch einen weiteren weichselzeitlichen Torf, der ebenfalls eine waldlose Phase repräsentiert (vgl.

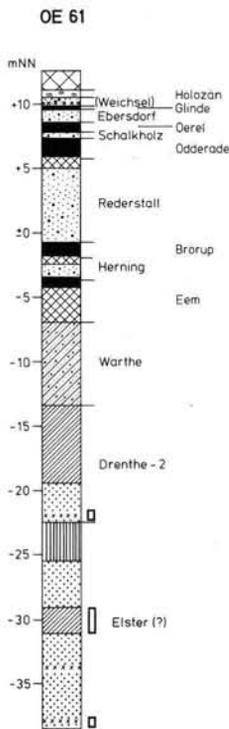


Abb. 10: Das Standardprofil OE 61;
gegenüber den Profilschnitten 1—5 geänderter Maßstab!
Zur Lage vgl. Abb. 3, Legende vgl. Abb. 5.

S. 28). Er ist maximal 0,23 m stark (OE 61) und befindet sich innerhalb der Verbreitung des Oerel-Torfes, genau: im Zentrum des Hohlformtiefsten innerhalb einer ellipsenförmigen Fläche mit Durchmessern von etwa 65 m und 35 m (Abb. 3, rechts oben). Diese Torfschicht ist insgesamt 9 mal erfaßt worden, wenn man die 4 Schlitzsondierungen zur Feststellung des Baugrundes für das Gebäude der Volksbank (direkt nördlich OE 54—OE 58 in Abb. 3) mit berücksichtigt, und wurde in OE 22, OE 59 (in Abb. 3 nicht eingetragen, liegt 5 m südlich OE 61) und OE 61 pollenanalytisch untersucht. Sackungen, deren absolutes Ausmaß sich nicht berechnen läßt, haben auch nach Bildung dieses Torfes stattgefunden. Darauf weisen die relativen Sackungsdifferenzen von maximal 0,4 m zwischen OE 54 und OE 58 (vgl. Abb. 3) hin. Bodenrelikte dieser Schicht wurden nicht beobachtet. Auch dieser Torf stellt ein eigenständiges Interstadial dar (s. u.), und wir benennen es nach dem 2 km nordöstlich gelegenen Ort Glinde (Abb. 2) mit **G l i n d e - I n t e r s t a d i a l** (WP IV, vgl. Tab. 1 und Abb. 4, 9 u. 10).

Den Abschluß der weichselzeitlichen Sedimente bilden fluviatile bis niveofluviatile Sande aller Korngrößen, oft mit kiesigen Anteilen. Häufig kamen kiesige

und tonig-schluffig-kiesige Lagen vor (Abb. 4—10). Bei Ausschachtungsarbeiten für die Probengewinnung bei OE 46 (Versenkung von Kesselrohren von 500 mm Ø) tauchte in ca. 1 m unter Geländeoberfläche ein Steinpflaster auf, das genetisch ebenso wie die kiesigen und bindigen Schichten als Fließerde betrachtet wird und vermutlich im späten Pleniglazial zur Ablagerung kam. Schließlich wuchs im Holozän ein bis 1,3 m starker Niedermoortorf, der das Anstehende der Oereler Bucht darstellt (Abb. 4).

An dieser Stelle soll noch einmal zusammengefaßt werden, warum Oerel- und Glinde-Torf stratigraphisch eigenständige Interstadiale innerhalb einer vollständigen Serie sind. Aus geologisch-morphologischer Sicht belegen dies die folgenden Befunde:

- die Lage in einer Hohlform, in der es keine Anzeichen für nennenswerte Erosion gibt, sondern in der überwiegend akkumuliert wurde und deshalb keine Schichtlücken zu erwarten sind,
- die Lage der obersten Interstadiale über dem Hohlformtiefsten, also gerade dort, wo wegen der stärksten Anhäufung organogenen Materials und der einhergehenden stärksten Setzungsfähigkeit am ehesten Interstadialbildungen jünger als Odderade zu erwarten sind,
- die durchgehende Trennung gegenüber den jeweils älteren und jüngeren Interstadialen durch minerogene Sedimente und
- die flächenhafte Verbreitung beider Torfe übereinander, die ausschließt, daß der oberste Torf eine Wiederholung des darunterliegenden ist.

Im Kap. 4 wird im folgenden gezeigt, daß durch die pollenanalytischen Untersuchungen die Oerel- und Glinde-Interstadiale nicht nur gegenüber Brörup und Odderade, sondern auch untereinander durch unterschiedliche Vegetationsverhältnisse gekennzeichnet sind. Die Gliederung des Weichsel-Frühglazials und des Weichsel-Pleniglazials in Tab. 1 erfolgt demnach mit stratigraphischer und vegetationsgeschichtlicher Absicherung.

Schließlich soll noch auf die Frage eingegangen werden, warum gerade in Oerel nicht nur die beiden großen Interstadiale Brörup und Odderade, sondern zusätzlich 2 jüngere in organogener Form anzutreffen sind.

Aus der vorangegangenen Beschreibung geht hervor, daß die Eembasis im Zentrum der Hohlform sehr tief liegt, bei OE 61 (abzüglich der rezenten Auffüllung) rd. 17,5 m = rd. -6,5 m NN = rd. 17 m unter heutigem Grundwasserspiegel = rd. 9,5 m unter dem eemzeitlichen Grundwasserspiegel. So konnten sich eemzeitlich bei OE 61 erst rd. 9,5 m Mudde und

anschließend ca. 1,5 m Torf (heutige Mächtigkeit: 0,75 m, angenommener Sackungsquotient: nur 50 %), zusammen wenigstens 11 m setzungsfähiges Material bilden, um anschließend auf insgesamt ca. 25 % seiner ursprünglichen Mächtigkeit komprimiert zu werden. Dieser Befund einer primär tief unter dem Grundwasserspiegel liegenden Hohlformbasis zusammen mit starker Limno- und Torfproduktion und entsprechend starker Setzungsfähigkeit scheint in Oerel die Hauptursache für die Ausbildung aller 4 Interstadiale in organogener Form zu sein. Da zwischenzeitlich im Odderade die Hohlform auf das heutige Niveau angefüllt war, haben sich Oerel- und Glinde-Torf nur bilden können, weil die Interstadial- und die Eemschichten noch weiterhin setzungsfähig waren.

Hinzu kommt ein morphologischer Aspekt: Im Profilschnitt 2 (Abb. 6), der die heutige Entwässerungsbahn der Oereleer Bucht quert (OE 1), taucht die Grundmoräne ebenfalls ab und zeigt an, daß spätestens ab Eem auch schon hier entwässert wurde (die Grenze Warthe/Weichsel wurde nach dem Vorkommen organischer Sedimentanteile gezogen). Dies ist im übrigen auch über den Bereich OE 13—OE 56 (Abb. 6) möglich gewesen. Auf jeden Fall war die Oereleer Hohlform keine rundum geschlossene Senke, sondern hatte Verbindung mit der Vorflut in der Oste-Niederung. Über diese Verbindung könnte eine gewisse Regulierung der von den Hängen gelieferten Fracht stattgefunden haben, wodurch ein Teil in die Oste-Niederung weitertransportiert und damit ein schnelles Auffüllen der Senke verhindert wurde. Darauf weist auch ein scheinbarer Widerspruch hin: die Lage der 4 interstadialen Schichten in enger Nachbarschaft zum relativ steilen Hang des Acker-Berges, also in einem Bereich, der am schnellsten hätte aufgefüllt sein müssen. Die morphologische Zwitterstellung der Oereleer Hohlform, weder geschlossene Senke noch offene Rinne, könnte diesen Widerspruch lösen.

4. Vegetationsablauf und zeitliche Einordnung

4.1. Allgemeines zu den botanischen Untersuchungen

Von den zahlreichen Bohrungen und Sondierungen von Oerel wurden mehrere Profile pollenanalytisch untersucht, in den meisten Fällen allerdings nur so weit, wie es zur sicheren Korrelierung der organischen Schichten notwendig war. Detailliert bearbeitet wurden das vollständigste Profil OE 61, das im folgenden beschrieben wird, sowie ein Teil des Profils OE 46.

Die Pollenerhaltung war in der Regel gut; die Aufbereitung erfolgte im ganzen Profil mit Hilfe einer HF-Behandlung und anschließender Azetolyse. Im Eem und in den beiden bewaldeten Interstadialen wurden

mindestens 500 Baumpollen pro Spektrum gezählt, in den beiden unbewaldeten Interstadialen mindestens 500 Pollen insgesamt. Die Pollenzahlen der Einzelproben finden sich in den Diagrammen. Soweit außerhalb der Zählgänge zusätzliche Pollentypen gefunden wurden, sind sie mit 1 für einzelnes und + für mehrfaches Vorkommen in den Diagrammen vermerkt. Um eine gute Vergleichbarkeit zu ermöglichen, wurden alle Pollendiagramme, also auch das des Eem, als Totaldiagramme gezeichnet (d. h. Gesamtpollensumme = 100 %). In den Interstadialdiagrammen sind die Anordnung der Kurven und der %-Maßstab überall gleich, allen schwächeren Kurven wurde zusätzlich eine zehnfache Überhöhung aufgesetzt. Der Tiefenmaßstab ist ebenfalls in allen Diagrammen gleich, mit Ausnahme des obersten (Glinde), wo er auf das Doppelte gestreckt ist.

Für die noch laufende Bearbeitung der botanischen Makroreste steht ausreichend Material zur Verfügung. Deren Ergebnisse werden später vorgelegt, teilweise können sie jedoch schon in diesem Beitrag berücksichtigt werden. Ebenfalls in Arbeit befinden sich absolute Altersbestimmungen, die von Prof. MOOK, Groningen, durchgeführt werden.

4.2. Das Eem-Interglazial und die Grenze Eem/Weichsel

An der Basis der Profile von Oerel befindet sich ein gut ausgebildetes Eem, das in der Bohrung OE 61 bis cm 1684 in limnischer Fazies, darüber als Torf vorliegt (vgl. S. 18f und Taf. 1).

Die Vegetationsentwicklung im niedersächsischen Eem ist vor allem durch die Arbeiten von BEHRE (1962, hiernach auch die benutzte Gliederung) und SELLE (1962) bekannt; aus der näheren Umgebung von Oerel liegen bereits die Pollendiagramme von Köhlen (BENDA & SCHNEEKLOTH 1969) und Osterwanna (BEHRE 1974) vor. In jüngster Zeit haben MENKE & TYNNI (1984) die Ergebnisse der Eem-Untersuchungen aus Schleswig-Holstein mit denen anderer Autoren zusammengestellt und die großräumige Vegetationsentwicklung dieser Zeitperiode herausgearbeitet. Kennzeichnend für sie ist besonders die im Vergleich zum Postglazial große Gleichförmigkeit an den verschiedenen Lokalitäten.

In Oerel, OE 61, beginnt das Eem mit dem Abschnitt E IVa, der Hasel-EMW-Kiefernzeit, in der der *Corylus*-Gipfel mit 72,3 % des Gesamtpollens erfaßt ist. Noch weiter zurück, bis in den Abschnitt E III, reicht das Eem nur im Profil OE 22. Beim Vergleich mit anderen Eem-Diagrammen ist zu berücksichtigen, daß bei uns durch die Darstellung als Totaldiagramm alle Pollenwerte verändert sind: in einem

Tab. 1: Gliederung des Spätpleistozäns von Oerel (Bohrung OE 61)
(Eem nach BEHRE 1962, WF I—IV nach MENKE & TYNNI 1984, WP I—IV neu)

WF = Weichsel-Frühglazial; WP = Weichsel-Pleniglazial

			cm unter Oberfl.
Weichsel- Kaltzeit	WP IV	Glinde-Interstadial	269
			300
	WP III	Ebersdorf-Stadial	394
	WP II	Oerel-Interstadial	473
	WP I	Schalkholz-Stadial	525
			667
	WF IV	Odderade-Interstadial	678
			1334
	WF III	Rederstall-Stadial	1372
			1427
		1438	
		1455	
		1635	
Eem- Warmzeit	WF II	Brörup-Interstadial	1427
			1438
			1455
	WF I	Herning-Stadial	1635
	E VII	Kiefernzeit	1665
	E VI	Kiefern-Fichten-Tannenzeit	1685
	E V	Hainbuchenzeit	1785
		1885	
		1885	
		1896	

Baumpollendiagramm würde z. B. der Haselgipfel in Oerel 270,4% betragen. Abnehmende *Quercus*- und ansteigende *Tilia*- und *Taxus*werte charakterisieren den Vegetationsablauf in diesem Abschnitt.

Der Abschnitt E IVb, die EMW-Hasel-Eiben-Zeit, umfaßt die hier gleichzeitige Kulmination der *Tilia*- und *Taxus*kurven und die langsame Ausbreitung von *Carpinus* und *Picea*, verbunden mit dem allmählichen *Corylus*-Rückgang.

In der Hainbuchenzeit, Abschnitt E V, dominiert *Carpinus*, hingegen bleibt *Picea* schwächer als in anderen Vorkommen. Wie auch andernorts in Seeablagerungen (vgl. hierzu BEHRE 1962) kommt es im

jüngeren Teil von E V nicht zu einer Zunahme von *Picea*, die für (Bruchwald-) Torfe, z. B. in Köhlen, charakteristisch ist. Bemerkenswert ist der zweimalige Nachweis von *Buxus* gegen Ende von E V, der bisher westlich der Elbe noch fehlte.

Der Abschnitt E VI, die Kiefern-Fichten-Tannenzeit, wird von Anfang und Ende der Tannenkurve begrenzt. *Abies* erreicht im Elbe-Wesergebiet normaler Weise Maxima von 4—6%, die Arealgrenze lag nicht mehr weit entfernt und wurde bereits in Jütland nach Norden überschritten. Die ausgesprochen niedrigen *Abies*-Werte in Oerel (max. 1,3%) sind wahrscheinlich durch eine kurze Schichtlücke verursacht, die am Fazieswechsel limnisch-telmatisch bei cm 1684

liegt. Hierauf deutet auch der im Vergleich mit anderen Pollendiagrammen zu steile Abfall der Kurven von *Carpinus*, *Alnus* und *Corylus* hin. Im Abschnitt E VI erfolgt sehr schnell der Aufstieg von *Pinus* zur Dominanz und die erste Auflockerung der Wälder, erkennbar an der Zunahme des Kräuterpollens.

In der Kiefernzeit, Abschnitt E VII, geht die Öffnung der Wälder weiter, und es zeigt sich ein Phänomen, das für den Abschluß des Interglazials im Tiefland nördlich der Mittelgebirge charakteristisch ist: die allgemeine Versauerung der Böden. In Oerel macht sich diese Versauerung zuerst durch ungewöhnlich hohe Werte von *Rumex* (bis 17,2%) bemerkbar, es folgt *Calluna*, und die *Sphagnum*-Kurve weist darauf hin, daß die Dystrophierung stellenweise bis zu einem Waldhochmoor führt.

Mit der starken Ausbreitung der *Ericales*heiden — zunächst von *Empetrum*, dann von *Calluna* beherrscht — und dem entsprechenden Rückgang des Baumpollens folgt der Beginn der Weichselkaltzeit mit dem Herning-Stadial (WF I). Die Kriterien dieser Grenze wurden kürzlich von MENKE (in MENKE & TYNNI 1984, S. 52 ff.) überarbeitet und festgelegt. Wichtig ist dabei nicht nur die allgemeine Zunahme der *Ericales*, sondern auch das Vorhandensein von Kräutern anderer Standorte, z. B. von *Artemisia*, deren geschlossene Kurve in Oerel bei cm 1640 einsetzt. Außerdem muß sichergestellt sein, daß hohe *Ericales*-Werte nicht allein auf Hochmoorbedingungen zurückzuführen sind. Das trifft in Oerel für die obersten Proben zu.

4.3. Das Brörup-Interstadial

Das zwischen dem Eem und dem Brörup liegende Herning-Stadial (WF I nach MENKE & TYNNI 1984) wurde über dem Eem zunächst noch in Form von Torf erfaßt (cm 1635—1609). Darüber liegt ein niveofluviatil transportierter Mittelsand, der bei cm 1527 von einer olivfarbenen, zunächst stark schluffigen Murde abgelöst wird, auf die ab cm 1437 ein Torf folgt (Taf. 2).

In den limnischen Ablagerungen ab cm 1527 ist zunächst noch das Herning-Stadial, WF I, reflektiert.



Abb. 11: Legende zur Stratigraphie der Pollendiagramme.

Mit dem eingewaschenen Schluff erscheint auch viel Sekundärpollen wie *Alnus*, *Picea* und thermophile Laubhölzer. Auch *Sphagnum*sporen und *Calluna* dürften in diesem Bereich überwiegend umgelagert sein. Von etwa cm 1495 geht die Einschwemmung zurück; die Zunahme des Nichtbaumpollens im Diagramm ist nur scheinbar, da der Anteil des umgelagerten Baumpollens abnimmt. Die Vegetationsdecke schließt sich, und die spät-stadiale Vegetation wird erkennbar: viele *Gramineae* und Heliophyten wie *Artemisia*, *Thalictrum*, *Plantago*, *Helianthemum* usw. *Betula nana* und *Juniperus* waren als Sträucher vorhanden.

Bemerkenswert sind einzelne Pollenkörner unter den Gramineen, die nach der Größe dem Getreidotyp zugeordnet werden müßten, die genauere morphologische Untersuchung weist sie jedoch bislang unbekanntem Wildgräsern zu. Sie haben eine Größe von meist um 50 μ , maximal 58 μ , und ihr Auftreten beschränkt sich auf die stadialen Mudden vor dem Brörup (17 Pollenkörner) und vor dem Odderade (ebenfalls 17 PK). Vermutlich die gleiche Art ist gelegentlich bereits in anderen Interstadialen gefunden und als „*Cerealia*-Typ“ vermerkt worden, so von V. D. MEER et al. 1984 in Eerbeek IV (Flachwassersediment, wahrscheinlich Hengelo) und von PESCHKE 1983 in Herrnhäusen (Schieferkohle, nach PESCHKE älteres Interstadial).

Ein scharfer Wechsel erfolgt bei cm 1455 mit dem Steilanstieg von *Betula*, nach Ausweis der Makroreste ist es die Ausbreitung der baumförmigen Birken. Diese starke Klimaänderung, die zur Bewaldung führt, wird als Grenze zum Brörup, WF II, genommen. Der Begriff Brörup wird hier im Sinne von ANDERSEN (1961) benutzt, wie er am *locus typicus* entwickelt wurde (s. u.). Unterteilt wird das Brörup in die Grundeinheiten Birkenzeit, WF IIa, und Kiefernzeit, WF IIb. Durch die Bewaldung sinkt der Grundwasserstand, und bei cm 1432 wird die Murde von Torf abgelöst. Innerhalb der Birkenzeit erfolgt ein wahrscheinlich klimatisch bedingter Rückschlag der Vegetation (WF IIa₂), durch den die Birkenzeit in WF IIa₁—a₂—a₃ dreigeteilt wird. Dieser Rückschlag ist auch im benachbarten Pollendiagramm von Osterwanna (BEHRE 1974) zwischen den Proben 32 und 45 erkennbar. Wie später ausgeführt wird, entspricht WF IIa₁ vermutlich dem Amersfoort, und ab WF IIa₃ beginnt das Brörup im Sinne von ZAGWIJN (1961). Die Zunahme des Nichtbaumpollens im Abschnitt WF IIa₃ ab cm 1415 ist wahrscheinlich nicht auf klimatische Ursachen zurückzuführen, denn in diesem Zeitraum erfolgt gleichzeitig die Einwanderung neuer Baumarten, wie *Picea* und *Larix*, und auch thermophile Laubhölzer, vor allem *Quercus* und *Corylus*, haben durchlaufende Kurven. Das Klima ist demnach

zumindest stabil geblieben. Die Ausbreitung von *Picea* (und *Larix*) erfolgt auch in den Brörup-Diagrammen von Amersfoort (ZAGWIJN 1961), Rederstall (MENKE & TYNNI 1984) und Osterwanna immer erst deutlich nach dem Klimarückschlag. In der Regel hat *Larix* einen Vorsprung, in Oerel breiten sich dagegen beide Arten etwa gleichzeitig aus.

Das regelmäßige Auftreten der thermophilen Laubholzarten kann im Torf nicht auf Einschwemmung beruhen, sondern die Pollenkörner müssen fernverweht sein. Ganz ähnliche Nachweise liegen aus dem benachbarten Osterwanna und den schleswig-holsteinischen Brörupvorkommen vor, zum Teil aus reinen Hochmoortorfen. Wenn in den Pollenspektren dieses dicht bewaldeten Interstadials oftmals eine Summe von über 1 % thermophiler Arten auftritt, so können deren Bestände nicht allzuweit entfernt gewesen sein. Bei BEHRE 1974 (S. 17 ff.) sind die Klimaverhältnisse im hiesigen Brörup ausführlich beschrieben; durch den Vergleich mit postglazialen Pollendiagrammen aus Nordeuropa konnte abgeschätzt werden, daß die thermophilen Holzarten ihre nördlichen Arealgrenzen während des Brörup etwa 4—6 Breitengrade südlich von Osterwanna (und damit auch von Oerel) hatten, also etwa zwischen Main-Linie und Alpennordrand. Angenommen wird dabei ein etwa dem heutigen gleicher Nord-Süd-Klimagradient. Die 1975 erschienene Bearbeitung von Grande Pile durch WOILLARD bestätigte das vollständig. Die (gelegentlich angezweifelte) Synchronisierung des nordmitteleuropäischen Brörup mit dem St. Germain I-Interstadial südwestlich der Vogesen entspricht damit auch der damaligen, nach S verschobenen, Zonierung der Wälder. Für das Alpenvorland zeigten GRÜGER (1979: 22) und WELTEN (1981, 1982) Entsprechendes, wenn man die dortige Höhenlage berücksichtigt. Ein Vorkommen der Eichenmischwaldarten sowie von *Carpinus* oder *Corylus* in Nordwestdeutschland und Dänemark ist auszuschließen. Die Klimagrenzen im Brörup müssen sehr lange stabil gewesen sein, aber das Klima in Norddeutschland hat thermophile Laubhölzer nicht zugelassen, denn bei der langen Dauer des Interstadials wäre für deren Einwanderung Zeit genug vorhanden gewesen.

Die inzwischen mehrfach bestätigte Gleichsetzung des Brörup mit dem St. Germain I und dem 1. Interstadial am Samerberg hat zur Konsequenz, daß mehrere bisher ins Brörup gestellte Interstadiale in Süddeutschland umgeordnet werden müssen (FRENZEL 1980, S. 53), und macht als weitere Folge eine Umzeichnung der bisher vorgelegten Klimakarten dieses Zeitraumes nötig.

Den Abschluß des Brörup-Interstadials bildet die Kiefernzeit, WF IIb. Sie ist im Profil OE 61 nicht vollständig, der oberste Teil fehlt hier. In der benach-

barten Bohrung OE 46 wurde jedoch ein vollständiges Brörup erfaßt und deshalb zur Ergänzung untersucht. Dort umfaßt der Abschnitt IIb etwa 1 m, nach oben hin gehen *Larix* und *Picea* wieder zurück, während die *Ericales* (vor allem *Calluna*) über 30 % des Gesamtpollens erreichen. Auch das Pollendiagramm des unteren (Brörup-) Interstadials bei SELLE & SCHNEEKLOTH 1965 ist nahezu vollständig und erfaßt fast die ganze Kiefernzeit.

4.4. Das Odderade-Interstadial

Auf den Torf des Brörup-Interstadials folgen bei OE 61 ohne Übergang fast 6 m mächtige niveofluviatile Mittel- und Grobsande, z. T. mit Feinkies-Anteilen, abgelagert im Rederstall-Stadial. Die gleichalte Schicht bei OE 46 ist dagegen als mittelsandiger Feinsand mit sehr geringen Grobsand-Anteilen ausgebildet. Dieser Körnungsunterschied ist wahrscheinlich der Grund für das Fehlen des obersten Teiles von WF IIb in OE 61: hier starke Strömung der Schneeschmelzwässer mit partieller Erosion der Brörupschicht, dort schonende Ablagerungsbedingungen.

Ab cm 756 setzt eine olivgrüne stark feinsandige Schluffmulde ein, die ebenfalls noch in das Rederstall-Stadial gehört. Sie führt etwas Sekundärpollen (z. B. *Alnus*, *Picea*), reflektiert aber im übrigen gut die Vegetation des ausgehenden Stadials (Taf. 2). Dabei sind einige typische Heliophyten, wie *Helianthemum*, *Armeria* und *Gypsophila*, erheblich häufiger als in der entsprechenden Phase vor dem Brörup. In ähnlicher Weise wie dort breitete sich auch *Juniperus* aus. Die Wasserpflanzen waren gut entwickelt und spiegeln einen interessanten Wechsel des Trophiegrades wider: Zunächst herrschen eu- bis mesotrophe Verhältnisse, gekennzeichnet durch Pollen von *Myriophyllum spicatum/verticillatum*, dann erfolgt bei cm 715 ein Umschlag zu oligotrophen Verhältnissen, erkennbar an dem sehr häufigen Vorkommen von *Myriophyllum alterniflorum*. Offenbar waren während der vorangegangenen stadialen Bodenbewegungen neue Nährstoffe aufgeschlossen worden, die aber bald wieder erschöpft waren. Ganz ähnliche Erscheinungen gibt es auch im frühen Brörup in Rederstall (MENKE 1980: 113) und im Wechsel-Spätglazial (z. B. b. BEHRE 1966 sogar mit den gleichen Arten). Gegen Ende des Rederstall-Stadials kommt es zur Verlandung: *Typha/Sparganium* und hohe Gramineenwerte zeigen den Uferbereich, und bei cm 668 setzt der Torf ein.

Noch in der Muddephase breiten sich mit großer Geschwindigkeit die baumförmigen Birken aus, und es kommt zur Bewaldung. Mit diesem scharfen Vegetations- und Klimawechsel beginnt das Odderade-Interstadial, WF IV. Wie zu Beginn des Brörup

bewirkt auch jetzt der Beginn der Bewaldung, vermutlich durch die erheblich verstärkte Transpiration und besseres Festhalten der Niederschläge, eine Absenkung des Grundwasserspiegels, so daß der See erblindet und bei cm 668 das Torfwachstum beginnt.

Vergleichbare bewaldete Interstadiale über dem Brörup sind im Tiefland nördlich der Mittelgebirge bisher außer Oerel nur wenige publiziert worden: wichtig sind davon die Typuslokalität Odderade (AVERDIECK 1967), das ihm benachbarte Rederstell (MENKE & TYNNI 1984) und Kittlitz in der Niederlausitz (ERD 1973). In allen diesen Vorkommen kann das Odderade in eine Birkenzeit, WF IVa, und eine Kieferzeit, WF IVb, gegliedert werden. Im Unterschied zum Brörup ist die Birkenzeit im Odderade allerdings immer sehr kurz; entweder ging die Klimabesserung schneller oder — wahrscheinlicher — war das *Pinus*-areal nicht so weit zurückgedrängt wie vor dem Brörup, so daß die Kiefer schneller wieder einwandern konnte.

Bei der ähnlichen Vegetationsentwicklung im Brörup und Odderade ist sorgfältig auf die Unterschiede zwischen beiden zu achten, die sich in allen bisher bekannten nordmitteleuropäischen Vorkommen abzeichnen: Neben der verschieden langen Birkenzeit ist es vor allem die Ausbreitung von *Picea* und *Larix*, die im Brörup in der Birkenzeit, im Odderade jedoch erst in der Kieferzeit erfolgt. Beide Bäume erreichen im Brörup erheblich höhere Pollenwerte als im Odderade, außerdem ist die Ausbreitungsfolge im Brörup meist *Larix* — *Picea* (nur in Oerel etwa gleichzeitig), im Odderade dagegen *Picea* — *Larix*. Einen weiteren Unterschied liefert in Nordwestdeutschland die *Alnus*-Kurve; sie erreicht im Brörup meist 5—10 %, bleibt dagegen im Odderade unter 1 %. Bei den geringen Werten des EMW sowie von *Carpinus* und *Corylus* gibt es zumindest in Oerel für diese Gehölze keine deutlichen Unterschiede zwischen den beiden Interstadialen. Das bedeutet auch, daß die Arealgrenzen der thermophilen Arten im Brörup und Odderade sehr ähnlich gewesen sein müssen. Bestätigt wird dieser Befund im südlichen Mitteleuropa, wo die thermophilen Bäume in beiden Interstadialen etwa gleich stark vertreten sind (Grande Pile, WOILLARD 1975; Sulzberg, WELTEN 1981; Les Echets, DE BEAULIEU & REILLE 1984).

In Oerel bleibt die Entwicklung während der Kieferzeit, WF IVb, recht gleichförmig. Die relativ schwache Ausbreitung von *Picea* und *Larix* verändert den Wald nur wenig. Am Standort des Profils wird ein Zwischenmoor schnell von einem zeitweise sehr *Sphagnum*-reichen Waldhochmoor abgelöst. Gegen Ende des Interstadials nehmen auf dem Hochmoor die *Ericales* (*Empetrum*, *Calluna*) sowie *Rubus*

chamaemorus stark zu. Wie die übrigen Nichtbaumpollenkurven zeigen, wird das folgende Stadial im Pollendiagramm nicht mehr erfaßt.

4.5. Das Oerel-Interstadial

Auf das Odderade-Interstadial folgt von cm 525 bis cm 473 hellgrauer Feinsand, der zunächst stark, später schwach mittelsandig und erkennbar geschichtet ist und im Schalkholz-Stadial (Bezeichnung nach MENKE & TYNNI 1984) abgelagert wurde. Humose Einlagerungen fehlen, so daß angenommen werden kann, daß das Stadial kalt und ± vegetationslos war.

Der sterile Sand wird übergangslos von einem Torf abgelöst, der zunächst mäßig zersetzt ist und überwiegend aus Braunmoosen und *Carex* gebildet wurde, Reste von *Betula nana* sind ebenfalls beteiligt. Nach oben nimmt der Zersetzungsgrad dieses Braunmoostorfs zu, bis ab cm 433 ein schwach zersetzter Torf folgt. Dieser wird von Braunmoosen und nach oben zunehmend von *Sphagnum* gebildet, ab cm 415 ist es ein fast reiner *Sphagnum*torf, z. T. mit viel *Eriophorum vaginatum*. Sehr hohe Werte von *Sphagnum*-sporen kennzeichnen diese Phase auch im Pollendiagramm. Die Entwicklung ging hier also offensichtlich von einem zunächst mesotrophen grundwassernahen Standort bis zum reinen Hochmoor außerhalb des Mineralbodenwasserbereichs. Das Niederschlagsnetto muß demnach zur Bildung ombrotropher Vegetation ausgereicht haben.

Die Torfe dieses „Oerel“ genannten Interstadials sind in mehreren Bohrungen angetroffen und pollenanalytisch korreliert worden, das Vorkommen erstreckt sich über eine größere zusammenhängende Fläche (vgl. Abb. 3). Es handelt sich um die gleiche Torfschicht, die bereits SELLE in einer Stärke von 32 cm über den beiden großen Interstadialen erbohrt hat und die ohne ausdrückliche Benennung als „oberes Interstadial von Oerel“ bekannt wurde (SELLE & SCHNEEKLOTH 1965: 110 ff.). Die SELLESche Bohrung liegt an der Stelle unserer Bohrung OE 14 (vgl. Abb. 3).

Der Vegetationsablauf im Oerel ist gekennzeichnet durch hohe Nichtbaumpollenwerte, die im Mittel 81,3 % betragen. Bäume sind während dieses Interstadials hier nicht vorgekommen; die bis 23,6 % betragenden *Betula*-Werte müssen von *Betula nana* stammen. Die sehr genau durchgeführten Makrorest-Analysen brachten keinerlei Reste von Baumbirken, stattdessen aber aus dem ganzen Interstadial zahlreiche Blattreste sowie Früchte und Fruchtschuppen von der Zwergbirke, *Betula nana*. Neben der Zwergbirke sind an Sträuchern im ersten Abschnitt vorwiegend Weiden (*Salix*) und im zweiten Abschnitt

Wacholder (*Juniperus*) am Ort gewachsen. *Pinus*, *Alnus* und die einzelnen Pollenkörner anderer Bäume sind fernverweht.

Die nördliche Baumgrenze ist weit entfernt gewesen. Als Vergleich kann man den rezenten Pollenniedererschlag arktischer und subarktischer Gebiete heranziehen, z. B. die immer noch wichtige Arbeit von AARIO (1940) aus Petsamo-Lappland oder die neueren Untersuchungen von LICHTI-FEDEROVICH & RITCHIE (1968) und LAMB (1984) aus Kanada. Danach erreicht der Baumpollen (einschl. *Betula*) in Oberflächenspektren aus der Tundra noch weit nördlich der Baumgrenze Werte um und über 50 %, wobei der fernverwehte Nadelholzpollen eine besondere Rolle spielt. Die *Betula*-werte, die überwiegend von den am Ort vorhandenen Beständen der Zwergbirken (*B. nana*, bzw. in Kanada *B. glandulosa*) stammen, erreichen im Mittel 20–30 %, was etwa den Verhältnissen im Oerel entspricht.

Kennzeichnend für das Oerel-Interstadial ist die starke Ausbreitung der Zwergsträucher *Calluna* und vor allem *Empetrum*. Zwar können sich im *Empetrum*-Pollentyp auch andere *Ericales*-Arten, vor allem *Ledum*, verstecken, doch dürfte es sich im Pollendiagramm des Oerel wohl tatsächlich nur um *Empetrum* handeln, denn die Makroreste lieferten von cm 420 an nach oben regelmäßige Samen von *Empetrum nigrum*, an weiteren *Ericales* dagegen nur einzelne Samen von *Arctostaphylos uva-ursi*, deren Pollen in den „übrigen *Ericaceae*“ enthalten ist. Diese Nachweise zeigen, daß *Empetrum* auch lokal auf dem Hochmoor wuchs und seine Pollenwerte dadurch erhöht sind. *Empetrum* ist auch in den Pollenanalysen des Oerel aus anderen OE-Profilen regelmäßig, aber meist schwächer vertreten. Besonders große Häufigkeit, verbunden mit nennenswerten Mengen an Samen, zeigt das etwa 60 m von OE 61 entfernte alte Profil des „oberen Interstadials“ (vgl. SCHNEEKLOTH 1966). Der dort ebenfalls angegebene Pollen von *Hippophae* konnte von uns allerdings nicht wiedergefunden werden; möglicherweise handelt es sich dabei um *Rumex/Oxyria*-Pollen.

Insgesamt zeigt das Pollendiagramm für das Oerel-Interstadial eine baumlose offene Strauchtundra. Kräuter sind in großer Artenzahl vorhanden, doch herrschten, abgesehen von der lokalen Hochmoorbildung, keine besonders feuchten Bedingungen, sonst wären vor allem die Cyperaceenwerte wesentlich höher. Bemerkenswert sind die wohl erstmaligen Pollenfunde von *Linum anglicum* (= *L. perenne* ssp. *anglicum*), deren porate Pollenkörner nach den Merkmalen von PUNT & DEN BREEJEN (1981) gut zu bestimmen sind. Diese Art ist nach MEUSEL et al. (1978) ein spätglaziales Steppenrelikt, erreicht aber mit mehreren rezenten Fundplätzen die nördlichen Tundrenzonen.

4.6. Das Glinde-Interstadial

Auf den Torf des Oerel-Interstadials folgt erneut übergangslos von cm 394 bis cm 300 ein reiner gelbgrauer, schwach mittelsandiger Feinsand, abgelagert im Ebersdorf-Stadial (vgl. s. 21). Dieses muß wiederum ein kaltes Stadial gewesen sein, denn es fehlen jegliche autochthonen organischen Reste, lediglich sehr geringe Mengen von eingeschwemmtem aufgearbeitetem Pflanzenhäcksel wurden angetroffen.

Der Beginn des darauffolgenden Glinde-Interstadials (vgl. S. 22) unterscheidet sich pollenanalytisch in vielfacher Weise vom Ende des Oerel, so daß eine längere Zwischenzeit zu postulieren ist.

Diese jüngste interstadiale Folge setzt ein mit einem Seggentorf, der zunächst unter nassen, fast limnischen Bedingungen abgelagert worden ist und viel *Carex*, dazu *Eleocharis palustris*-Früchtchen, Pollen von *Lythrum*, *Batrachium* usw. enthält. Bei cm 279 erfolgt eine noch stärkere Vernässung mit einem Übergang zur Feindetritus-Mudde, und ab cm 273 liegt nur noch ein feinsandiger Schluff mit humosen Lagen vor. Von 269–260 cm folgt ein sandiger Kies und darauf weitgehend steriler weichselzeitlicher Sand.

Auch der Torf des Glinde-Interstadials ist flächig ausgebildet. Er wurde in den Profilschnitten 1 und 5 sowie in zusätzlichen Sondierungen angetroffen. Seine ungefähre Ausdehnung ist in Abb. 3 (rechts oben) umgrenzt. Da die organische Lage des Glinde in OE 61 nur 30 cm mächtig ist, wurde sie im Pollendiagramm (Taf. 2) gegenüber den tieferliegenden Schichten auf das Doppelte gestreckt, was beim Vergleich zu beachten ist.

Der Vegetationsablauf zeigt, daß auch das Glinde-Interstadial baumlos und durch eine Strauchtundra gekennzeichnet war (durchschnittlicher NBP-Wert = 78,2 %). Entsprechend den lokalen Ablagerungsverhältnissen sind Arten aus dem feuchten Bereich stark vertreten, doch die *Cyperaceae* etwa erreichen nie 60 %, und Pollendiagramm sowie Makroreste reflektieren auch trockenere Gebiete der Umgebung. Der Anteil der Sträucher und Zwergsträucher war im Glinde-Interstadial deutlich schwächer als im Oerel: wichtig ist vor allem, daß *Juniperus* fast völlig fehlt und die *Ericales* erheblich zurücktreten. Die Makroreste zeigen jedoch, daß *Empetrum nigrum* fast während des ganzen Interstadials am Orte vorhanden war. *Salix* erreicht als Pollen im unteren Teil 9,1 % und ist auch als Holz vertreten. Die Werte von *Betula* sind etwas höher als im vorangegangenen Interstadial; auch aus dem Glinde gibt es Makroreste von *Betula nana*, jedoch nicht von Baumbirken.

Tab. 2: Pollen und Sporen, die nicht in den Pollendiagrammen verzeichnet sind

Bäume u. Sträucher	Eem E IV—VII	WF I	Brörup WF II	WF III	Odderade WF IV	Oerel WP II	Glinde WP IV
<i>Acer</i>			1335 : 0,2/1385 : 0,1				
<i>Buxus</i>					625 : 0,2		
<i>Fagus</i>	1690 : 0,2/1730 : 0,2		1345 : 0,1 1370 : 0,1		595 : 0,4/645 : 0,2 660 : 0,2	395 : 0,1	
<i>Fraxinus</i>							
<i>Frangula</i>				710 : 0,1 715 : 0,1 740 : 0,2			
<i>Hedera</i>							
<i>Humulus-T.</i>		1495 : 0,1		685 : 0,1 720 : 0,2	540 : 0,2		
<i>Ilex</i>		1460 : 0,1/1490 : 0,1 1522 : 0,1/1526 : 0,2					273 : 0,2
<i>Myrica</i>							
<i>Rhamnus cathartica</i>				720 : 0,2			
<i>Vaccinium-T.</i>	1680 : 0,1						
<i>Viscum</i>		1500 : 0,1					
Kräuter							
<i>Anthericum</i>				750 : 0,1			277 : 0,2
<i>Aster-T.</i>							
<i>Campanula-T.</i>	1670 : 0,2						297 : 0,3
cf. <i>Hippuris</i>							
<i>Plantago lanceolata</i>		1526 : 0,1		680 : 0,1 685 : 0,1 755 : 0,2			287 : cf0,2 294,5 : 0,4
<i>Polygonum aviculare</i>	1730 : 0,2	1526 : 0,1					
<i>Serratula-T.</i>							
<i>Urtica</i>							
<i>Urticularia</i>					665 : 0,1		
Sporenpflanzen							
<i>Equisetum</i>	1895 : 0,1						
<i>Isoetes</i>	1680 : 0,1						
<i>Pteridium</i>			1370 : 0,6				
					610 : 0,4/645 : 0,2		

Insgesamt ist aus der Pollenflora erkennbar, daß die Vegetation während des Glinde offener war als im Oerel: charakteristische Heliophyten, wie *Helianthemum*, *Armeria* und die *Campanulaceae*, treten im Glinde wesentlich häufiger auf; *Selaginella selaginoides* fehlt im Oerel, ist aber im Glinde nicht nur mit Mikrosporen, sondern mehrfach sogar mit Megasporen vorhanden. *Plantagopollen* ist mit einem Maximum von 7,7% im Glinde häufig. Die weichselzeitliche *Plantago*-Art ist nach wie vor unbekannt; die Pollenkörner liegen morphologisch meist zwischen dem *Pl. maritima*-Typ und dem *Pl. maior/media*-Typ, wobei die Ähnlichkeit mit dem letzteren größer ist als mit *Pl. maritima*. Nach dem Klima zu urteilen, ist hier wohl vor allem mit *Plantago alpina* zu rechnen, der morphologisch auch hierhin gehört.

Bemerkenswert sind die sehr geringen *Pinus*-Werte im Glinde, die im Durchschnitt nur 0,95% betragen (gegenüber 2,9% im Oerel). Dies ist ein sicherer Hinweis darauf, daß die nächsten Kiefernbestände sehr weit entfernt waren und — nachdem sie während des zwischen Oerel und Glinde liegenden Ebersdorff-Stadials weit zurückgedrängt worden waren — im Verlauf des Glinde nicht wieder so weit vordringen konnten wie vorher.

Festzuhalten ist, daß die Interstadiale Oerel und Glinde sich an der Typuslokalität pollenanalytisch deutlich unterscheiden lassen. Bei den Holzgewächsen sind die entscheidenden Taxa *Juniperus*, *Pinus* und die *Ericales*, bei den Kräutern vor allem *Filipendula*, *Plantago* und *Selaginella*. Hinzu kommt die unterschiedliche Ausbildung der Torfe.

4.7. Zur zeitlichen Einordnung der Interstadiale Oerel und Glinde nach dem Vegetationsbild

Über die Anzahl und die Vegetation der Weichsel-Interstadiale sind wir nach wie vor unzureichend unterrichtet. Als sicher kann angesehen werden, daß es im nördlichen Mitteleuropa außer den großen Interstadialen Brörup s. I. und Odderade keine weiteren bewaldeten Weichsel-Interstadiale gab. Unbewaldete jüngere Interstadiale sind vor allem aus den Niederlanden mehrfach beschrieben worden (VAN DER HAMMEN et al. 1967; VAN DER HAMMEN 1971; ZAGWIJN 1974; KOLSTRUP & WIJMSTRA 1977 usw.). Die meisten dieser Vorkommen lassen sich in die Interstadiale Moershoofd, Hengelo und Denekamp einordnen, wobei vor allem die ¹⁴C-Daten entscheidend für die Eingruppierung sind. Daneben gibt es auch mehr oder weniger deutliche Unterschiede in der Vegetation, die für das norddeutsch-niederländische Tiefland im Hengelo und im Denekamp meist eine Strauchtundra annehmen lassen, während das Moershoofd als

offener, arm an Sträuchern und im ganzen kühler gilt. Sowohl die Pollenanalysen als auch die stark streuenden ¹⁴C-Daten lassen vermuten, daß der Moershoofd-Komplex in mehrere voneinander getrennte Interstadiale aufgegliedert werden muß.

Nach den lang durchlaufenden Weichsel-Profilen von Grande Pile (WOILLARD 1975, 1978), Sulzberg (WELTEN 1982), Les Echets (DE BEAULIEU & REILLE 1984) und Tenagi Philippon (WIJMSTRA 1969) und deren wahrscheinlicher Übereinstimmung mit der Sauerstoff-Isotopen-Stratigraphie im Nordatlantik (SHACKLETON 1977, vgl. auch WOILLARD 1978) ist zu erwarten, daß es außer den bisher bekannten noch weitere Interstadiale im Weichsel-Pleniglazial gab, die in Mitteleuropa unbewaldet waren. Für die oberen Interstadiale in Oerel sind ¹⁴C-Datierungen in Arbeit, doch sollen hier zunächst mögliche Parallelisierungen mit bekannten Interstadialen anhand der Vegetation geprüft werden.

Ein Vergleich des Oerel-Interstadials mit den bekannten Weichsel-pleniglazialen Interstadialvorkommen der Niederlande läßt sehr schnell erkennen, daß es für das Oerel dort keine Parallele gibt. Die Moershoofd-Diagramme, z. B. Denekamp/Bohrung 20a (VAN DER HAMMEN 1971), Hengelo/Bohrung 1 u. 2a (ZAGWIJN 1974), Voorthuizen und Eerbeek (KOLSTRUP & WIJMSTRA 1977, VAN DER MEER et al. 1984) sowie Duckenburg (TEUNISSEN et al. 1974) zeigen eine wesentlich offenere Vegetation mit mehr Heliophyten, wie *Artemisia*, *Helianthemum* usw. Vor allem unterscheiden sie sich vom Oerel dadurch, daß sie kaum oder keine *Ericales* aufweisen. Auch *Juniperus* ist nur spärlich nachgewiesen.

Die Interstadiale Hengelo und Denekamp, z. B. Ruijkluft und Hengelo (ZAGWIJN 1974), Bussloo und Laarhuis (KOLSTRUP & WIJMSTRA 1977) kommen ebenfalls für eine Korrelation mit dem Oerel nicht in Betracht: Oerel hat noch mehr Sträucher als dort vorkommen (vor allem viel mehr *Ericales*, auch *Betula nana*) und entsprechend wesentlich weniger Kräuter (*Cyperaceae*, *Artemisia*, *Helianthemum* usw.). Klimageschichtlich wichtig ist auch, daß es im Oerel nicht nur zur Torf-, sondern sogar zur Hochmoorbildung kam, die in den Niederlanden nicht mehr stattfand; dort entstanden in den genannten Interstadialen überhaupt nur selten reine Torfe.

Das in Oerel zuoberst liegende Glinde-Interstadial ist im Vegetationscharakter und damit im Klima den niederländischen pleniglazialen Interstadialen bereits ähnlicher als das vorangehende Oerel. Es herrschte eine offene Strauchtundra, die klimatisch vermutlich zwischen den Verhältnissen im Moershoofd und im Hengelo/Denekamp lag. Von Bedeutung sind die im

Glinde höheren Werte von *Betula (nana)* und der *Ericales* sowie die im Vergleich zu den Niederlanden äußerst niedrigen Werte von *Pinus* (im Mittel unter 1%), die auf eine sehr große Entfernung der Kiefernbestände schließen lassen. Zu einer Hochmoorbildung ist es im Glinde nicht mehr gekommen.

Nach dem Vegetationsbild der beiden oberen Interstadiale von Oerel kann angenommen werden, daß sie vor den niederländischen pleniglazialen Interstadialen liegen; vielleicht reicht das Glinde noch in den frühen Bereich des Moershoofd-Komplexes. Wichtig für diese Annahme ist das im Oerel sehr starke und im Glinde immer noch häufige Auftreten der *Ericales*. Sie weisen auf den seit dem späten Eem sauren Charakter der Böden, der sich erst im Laufe des Pleniglazials durch die frostbedingte Bodenenerneuerung ändert. Obwohl die jeweilige lokale Situation der Vorkommen eine Rolle spielt, zeigt die allgemeine Tendenz der *Ericales*-Häufigkeit im Verlauf der Weichsel-Kaltzeit nach unten. Die hohen *Ericales*-Werte am Ende von Eem, Brörup und Odderade werden nur noch im Oerel erreicht. Im gleichen Maße, wie im Laufe der Weichselstadiale durch dauerfrostbedingte Umlagerungen, wie z. B. Kryoturbation, Bodenfließen und niveofluviatilen Transport sowie durch äolische Ablagerungen die Böden nährstoffreicher werden, nehmen die *Ericales* ab. Bezeichnend dafür ist, daß sie auch während des Spätglazials in der Älteren Dryaszeit noch sehr schwach vertreten sind und sich erst in der Jüngeren Dryaszeit nach der im Alleröd wieder einsetzenden Bodenauswaschung erneut ausbreiten. Somit kann man unter vergleichbaren Bodenbedingungen wie im norddeutsch-niederländischen Tiefland die *Ericales*-Häufigkeit als Anhalt für eine relative Abfolge der Weichsel-Interstadiale benutzen.

In der Hohlform von Oerel sind zwischen dem Eem und dem Glinde keine Schichtlücken erkennbar. Die Ablagerungen erfolgten offenbar kontinuierlich, so daß eine Vollständigkeit der Interstadiale angenommen werden kann, bis nach dem Glinde die Hohlform aufgefüllt wurde. Ähnlich ungestörte Verhältnisse hat es nach MENKE (1976, 1980) in Keller und Schalkholz, beides in Schleswig-Holstein, gegeben. Dort ist oberhalb des Odderade ein Boden entwickelt, den MENKE als „Keller-Interstadial“ beschrieben hat. Über die Vegetation im „Keller“ ist nichts bekannt, doch ist dieser Boden wesentlich schwächer entwickelt als die darunterliegenden Böden von Brörup und Odderade, weswegen er zu einem relativ kurzen unbewaldeten Interstadial gehören könnte. Die ungestörte Situation spricht dabei für eine Korrelation mit dem Oerel.

Im überregionalen Vergleich muß vor allem eine Korrelation mit dem Standardprofil von Grande Pile südwestlich der Vogesen (WOILLARD 1975, 1978) versucht

werden. Eine ungestörte Entwicklung hier und dort vorausgesetzt, wäre eine Synchronisation des Oerel mit dem dortigen Ognon-Interstadial möglich. Von den drei bei WOILLARD genannten Ognon-Interstadialen ist wohl nur das Ognon II als richtiges Interstadial zu werten; es wird von GRÜGER (1979a u. b) mit dem 3. Interstadial am Samerberg, von WELTEN (1981, 1982) mit seinem Dürnten-Interstadial synchronisiert. Entsprechend der südlichen Lage aller dieser Vorkommen ist dieses Interstadial an allen genannten Lokalitäten bewaldet: am Samerberg und in Dürnten und Sulzberg in Form von Nadelwäldern, in Grande Pile auch mit Laubwaldanteilen. Ob eine Korrelation mit dem 3. Interstadial von Les Echets bei Lyon (DE BEAULIEU & REILLE 1984) möglich ist, erscheint sehr fraglich.

In den langen Weichselprofilen von Grande Pile und Les Echets gibt es ebenso wie in Tenagi Philippon in Griechenland (WIJMSTRA 1969) mehrere weitere Erwärmungsphasen; eine Synchronisierung einer dieser Phasen mit dem Glinde ist nicht möglich, solange keine absoluten Altersangaben vorliegen.

5. Diskussion

Die Senke von Oerel liefert die Möglichkeit, eine kontinuierliche Abfolge des Vegetations- und damit des Klimaablaufs vom Eem bis in das Weichsel-Pleniglazial zu untersuchen, die kaum durch Erosionsvorgänge gestört wurde. Die Profile im tiefsten Teil der Hohlform, dargestellt an der Bohrung OE 61, ergaben vier organogene Interstadialbildungen, deutlich durch minerogene Stadal-Sedimente voneinander getrennt: Zwei bewaldete und darauf folgend zwei in unserem Raum unbewaldete Interstadiale.

Wie bereits auf S. 25f dargelegt, entsprechen die beiden bewaldeten Interstadiale von Oerel dem dänischen Brörup und dem Odderade. Man kann bei den geschilderten Ablagerungsverhältnissen mit Sicherheit davon ausgehen, daß es hier kein weiteres bewaldetes Interstadial gegeben hat, denn dieses hätte sich deutlich im Sediment abzeichnen müssen. Zwischen Eem und Brörup sowie vor und nach dem Odderade gibt es in den weitgehend sterilen Sanden keinerlei Hinweise auf zusätzliche Thermomere.

Die in den vergangenen Jahren sehr lebhaft diskutierte Korrelation dieser nordwestdeutsch-dänischen Folge mit den von ZAGWIJN (1961) in Amersfoort benannten „Amersfoort“ und „Brörup“-Interstadialen läuft letztlich auf nur eine mögliche Lösung hinaus, da es, wie in Oerel wiederum gezeigt wurde, bei zwei bewaldeten Frühweichsel-Interstadialen bleiben muß. Die teilweise sehr hohen Werte von *Alnus* (bis 62% im Bruchwald) und *Picea* (bis 47%)

im Amersfoorter „Brörup“ schließen dessen Synchronisation mit dem Odderade wohl aus, so daß die ZAGWIJNSche Ansprache als Brörup richtig sein muß. Ebenso muß man die Korrelierung des „Amersfoort“ mit dem sehr schwachen und unbewaldeten dänischen Roedebaek-Interstadial (ANDERSEN 1961) verneinen, denn das „Amersfoort“ war nicht nur voll bewaldet, sondern weist in Bohrung 2 sogar bis zu 8% Eichenmischwaldpollen auf, und zwar im Übergangstorf, so daß er nicht umgelagert worden sein kann, sondern aus der Umgebung eingeweht sein muß.

Ein solcher Klimaunterschied zwischen den Niederlanden und Jütland ist kaum vorstellbar, vor allem fehlen auch aus dem dazwischengelegenen nordwestdeutschen Raum bislang jegliche Hinweise auf ein Interstadial zwischen Eem und Brörup, obwohl es inzwischen eine größere Zahl von Sequenzen Eem-Brörup gibt (z. T. unveröffentlicht). Es bleibt nur die Konsequenz, die niederländischen „Amersfoort“ und „Brörup“ zusammen dem Brörup im dänischen (und deutschen) Sinne gleichzusetzen, wie es bereits verschiedene Autoren (z. B. GRÜGER 1979b, MENKE 1982) angenommen haben. In den meisten Pollendiagrammen des Brörup im dänischen Sinne läßt sich anhand der Vegetation ein Klimarückschlag (WF II_{a2}) erkennen, in Oerel ist er allerdings relativ schwach. Dieser Rückschlag führt bei uns jedoch nicht zur Entwaldung. Die in Amersfoort (vgl. ZAGWIJN 1961, Bohrung 3) zwischen „Amersfoort“ und „Brörup“ liegende Sandschicht dürfte diesem Rückschlag entsprechen. Ihre Ausprägung muß jedoch besondere lokale Ursachen haben, denn auch dort läuft die Bewaldung offenbar ohne Unterbrechung weiter; Initialphasen einer oberhalb der Sandschicht neu beginnenden Bewaldung lassen sich aus dem Pollendiagramm nicht ablesen, so daß der scharf begrenzte Sand eine brörupzeitliche Einschwemmung sein muß.

Gestützt wird die hier dargelegte Gliederung des Weichsel-Frühglazials mit nur zwei großen Interstadialen durch die in den letzten Jahren bearbeiteten lang durchlaufenden Spätpleistozänprofile von Grande Pile (WOILLARD 1975), Les Echets (DE BEAULIEU & REILLE 1984), Sulzberg (WELTEN 1981) und Samerberg (GRÜGER 1979b) im südlichen Mitteleuropa, wo diese beiden großen Interstadiale teilweise bereits den Charakter von Interglazialen annehmen; eine vergleichbare Abfolge zeigen auch die Temperaturkurven aus Tiefseekernen (SHACKLETON 1977).

Die Parallelen zu den unbewaldeten Interstadialen Oerel und Glinde sind bislang unsicher. Möglich ist eine Korrelierung des Oerel mit dem Ognon und damit wohl auch mit dem Dürnten und dem 3. Interstadial am Samerberg (vgl. S. 31). Will man die Interstadiale Oerel und Glinde im Standardprofil Grande

Pile wiederfinden, so kommt nur die Synchronisierungs-Alternative 1 von WOILLARD 1979, S. 63, in Frage, und Brörup und Odderade wären dann mit St. Germain I und II gleichzusetzen, wofür auch fast alle anderen Befunde in Europa sprechen.

Den Schlüssel für die Abfolge der Weichsel-Interstadiale müßte das Profil Königsau (MANIA & TOEPFER 1973) liefern, sobald von dort eine pollenanalytische Bearbeitung vorliegt, die eine sichere Korrelation ermöglicht. Die bisherigen Untersuchungen dort haben 2 große Frühweichsel-Interstadiale ergeben, auf die 5 schwächere Interstadiale folgen, welche Oerel und Glinde sowie Moershoofd, Hengelo und Denekamp entsprechen könnten. Darüber liegt die spätglaziale Folge. Bisher spricht nichts gegen die Vollständigkeit der Serie von Königsau, und mit den neu hinzukommenden Interstadialen Oerel und Glinde ist die in Königsau nachgewiesene Zahl der Interstadiale auch außerhalb dieser Lokalität exakt erreicht. Die daraus folgende Korrelation zwischen Oerel und Königsau ist in Abb. 12 dargestellt.

Im klimatischen Vergleich von Oerel und Glinde ist besonders das Auftreten der etwas wärmebedürftigen *Filipendula* interessant, die im Oerel zeitweise eine geschlossene Kurve erreicht, im Glinde dagegen nur mit einem einzigen Pollenkorn nachgewiesen ist. In die gleiche Richtung weist auch das ähnliche Verhalten von *Juniperus*. Daraus darf man wohl auf eine im Glinde niedrigere Sommertemperatur schließen.

Die Grenzziehung zwischen Weichsel-Frühglazial und Weichsel-Pleniglazial erfolgt im Profil Oerel (abweichend von MENKE & TYNNI 1984) zwischen Odderade-Interstadial und Schalkholz-Stadial. Nachdem die SEQS am Standardprofil Samerberg einen entsprechenden Vorschlag für die Grenze Unteres Würm/Mittleres Würm gemacht hat (CHALINE & JERZ 1984), soll diesem gefolgt werden, zumal das Pleniglazial besser mit einem Stadial als mit einem Interstadial beginnt und diese Grenzziehung bereits von einigen Autoren verwendet worden ist.

Der Begriff „Interstadial“ ist im vorangehenden so benutzt worden, daß er eine deutliche relative Klimaverbesserung kennzeichnet. Der klimatische und vegetationsgeschichtliche Inhalt eines bestimmten Interstadials kann je nach geographischer Breite sehr unterschiedlich sein und etwa im Brörup von S nach N von Eichenmischwäldern über boreale Nadelwälder bis zur Waldlosigkeit reichen. Entsprechend fließend ist auch die Definition Interstadial-Interglazial; sie ist deshalb nur regional zu fassen. In einem bestimmten Gebiet, wie etwa Norddeutschland, gab es andererseits im Verlauf einer Kaltzeit sehr unterschiedliche Klima- und Vegetationsverhältnisse. Deutliche relative Klimaverbesserungen, die als Interstadial

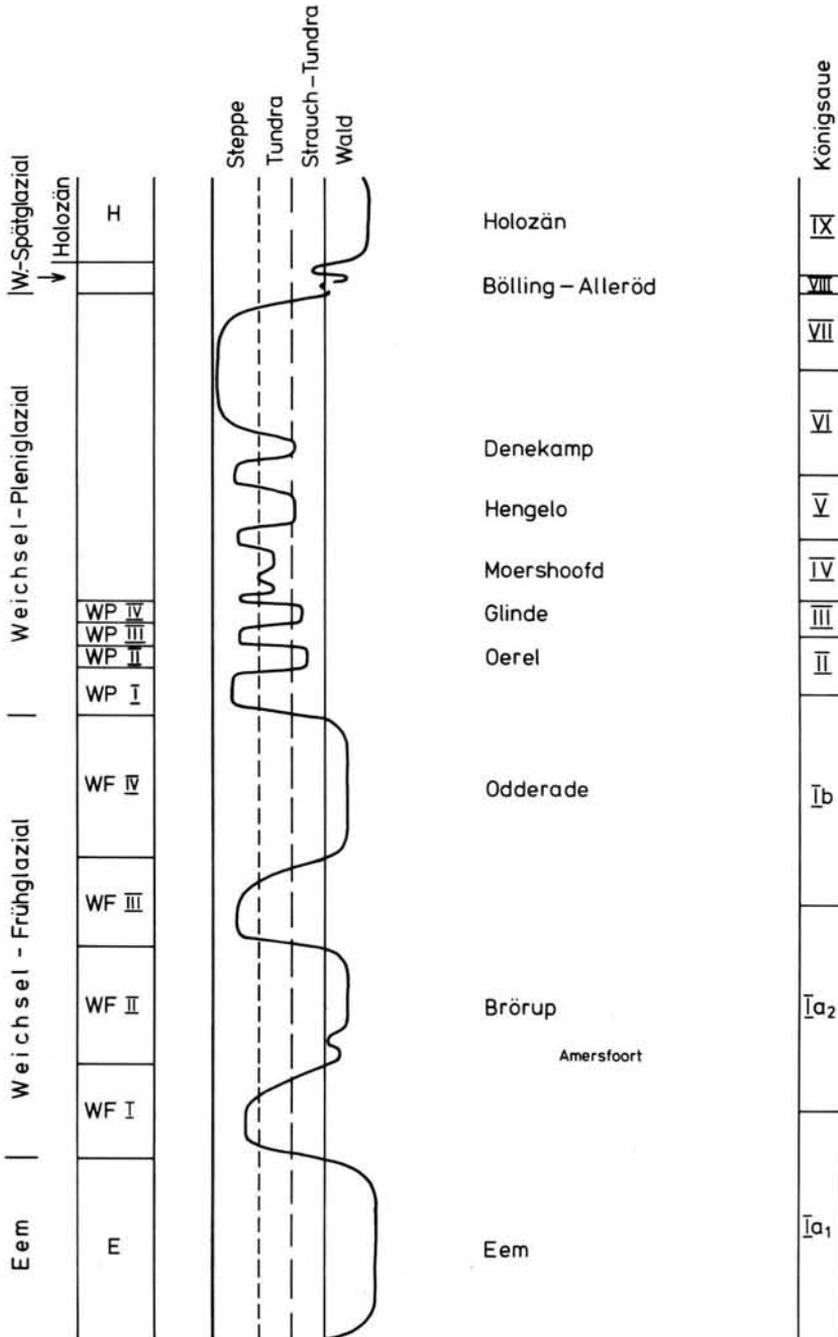


Abb. 12: Schematische Darstellung der Weichsel-Interstadiale und ihres Vegetationscharakters im norddeutschen Tiefland. Rechts zum Vergleich die vermutete Korrelation mit dem Profil Königsau im östlichen Harzvorland.

bezeichnet werden, können von einer Polarsteppe bis zur geschlossenen (waldfreien) Vegetationsdecke oder von dieser zur Strauchtundra oder zum Wald führen. Das bedeutet, daß nicht nur Klima und Vegetation der verschiedenen Interstadiale sehr differieren,

sondern auch, daß im gleichen Gebiet die stadiale Vegetation in einem Zeitbereich die gleiche sein kann wie die interstadiale Vegetation zu anderer Zeit; z. B. ist im niedersächsischen Tiefland die Strauchtundra im Oerel- oder Glinde-Interstadial ähnlich der im

Stadial der Jüngerer Dryas-Zeit. Ein Teil der als Moershoofd-Interstadial eingestuftem Vorkommen dürfte klimatisch (nicht chronologisch) etwa den Herning- und Rederstall-Stadialen entsprechen. Entscheidend für die Anwendung des Begriffs Interstadial ist eine möglichst scharfe Abhebung von vorangehenden und folgenden Abschnitten. In Oerel kommt zur Änderung der Vegetation noch der Wechsel im Sediment von Sand bzw. Mudde zum Torf, so daß selbst für die beiden waldfreien oberen Interstadiale die Abgrenzung sehr klar ist. Das muß aber nicht immer so sein, denn z. B. in den niederländischen jüngeren pleniglazialen Interstadialen wurde nur selten richtiger Torf gebildet.

Wie gezeigt wurde, konnten in der Hohlform von Oerel neue Interstadiale aus der bislang dunklen Zeit des frühen Weichsel-Pleniglazials beschrieben werden. Weitere lang durchlaufende Profile aus dem nördlichen Mitteleuropa sind erforderlich, um sicherzustellen, ob damit die Zahl der Weichsel-Interstadiale vollständig ist, wie die Korrelation mit Königsau vermuten läßt. In Abb. 12 sind unsere augenblicklichen Vorstellungen über die Klimaentwicklung in der Weichsel-Kaltzeit dargestellt. Während sich das Bild von der interstadialen Vegetation vor allem durch pollenanalytische Untersuchungen immer weiter verdichtet, herrscht über das Klima der meisten Stadiale jedoch nach wie vor große Unsicherheit.

6. Schriftenverzeichnis

- AARIO, L. (1940): Waldgrenzen und subrezente Pollenspektren in Petsamo Lappland. — *Ann. Acad. Sci. Fenn.* A 54 (8): 1—120; Helsinki.
- ANDERSEN, S. TH. (1961): Vegetation and its Environment in Denmark in the Early Weichselian Glacial (Last Glacial). — *Danmarks Geologiske Undersøgelse, R. II* 75: 1—175; Kopenhagen.
- AVERDIECK, F.-R. (1967): Die Vegetationsentwicklung des Eem-Interglazials und der Frühwürm-Interstadiale von Odderade/Schleswig-Holstein. — *Fundamenta B*, 2; Frühe Menschheit und Umwelt 2: 101—125; Köln.
- DE BEAULIEU, J.-L. & REILLE, M. (1984): A long Upper Pleistocene pollen record from Les Echets, near Lyon, France. — *Boreas*, 13: 111—132; Oslo.
- BEHRE, K.-E. (1962): Pollen- und diatomeenanalytische Untersuchungen an letztinterglazialen Kieselgurlagern der Lüneburger Heide. — *Flora*, 152: 325—370; Jena.
- (1966): Untersuchungen zur spätglazialen und frühpostglazialen Vegetationsgeschichte Ostfrieslands. — *Eiszeitalter und Gegenwart*, 17: 69—84; Öhringen.
- (1970): Die Flora des Helgoländer Süßwasser-„Töcks“, eines Eem-Interglazials unter der Nordsee. — *Flora*, 159: 133—146; Jena.
- BEHRE, K.-E. (1974): Die Vegetation im Spätpleistozän von Osterwanna/Niedersachsen (Pollen- und Makrorestuntersuchungen aus Eem- und Frühweichsel). — *Geol. Jb.*, A 18: 3—48; Hannover.
- BENDA, L. & SCHNEEKLOTH, H. (1965): Das Eem-Interglazial von Köhlen, Krs. Wesermünde. — *Geol. Jb.*, 83: 699—716; Hannover.
- CHALINE, J. & JERZ, H. (1984): Stratotypen des Würm-Glazials. — *Eiszeitalter und Gegenwart*, 35: 185—206; Hannover.
- EHLERS, J. (1979): Gefügekundliche und sedimentpetrographische Untersuchungen im Pleistozän der Kreidegrube Hemmoor (Nordwest-Niedersachsen). — *Geol. Jb.*, A 49: 27—37; Hannover.
- ERD, K. (1973): Pollenanalytische Gliederung des Pleistozäns der Deutschen Demokratischen Republik. — *Z. geol. Wiss.* 1: 1087—1103; Berlin (Ost).
- FRENZEL, B. (1980): Das Klima der letzten Eiszeit in Europa. — In: OESCHGER, H., MESSERLI, B. & SVILAR, M. (Hg.): *Das Klima*: 45—63; Berlin, Heidelberg, New York (Springer).
- GRÜGER, E. (1979a): Spättriß, Riß/Würm und Frühwürm am Samerberg in Oberbayern — ein vegetationsgeschichtlicher Beitrag zur Gliederung des Jungpleistozäns. — *Geologica Bavarica*, 80: 5—64; München.
- (1979b): Die Seeablagerungen vom Samerberg/Obb. und ihre Stellung im Jungpleistozän. — *Eiszeitalter und Gegenwart*, 29: 23—34; Hannover.
- HAGEDORN, H. & LADE, U. (1981): Lithostratigraphie, Genese und Basisrelief jungpleistozäner Sedimente in Nordwestdeutschland. — Abschlußbericht zum gleichnamigen DFG-Projekt 1979—1981, 35 S. — *Archiv Geogr. Institut Univ. Würzburg*. — [Unveröff.].
- VAN DER HAMMEN, T. (1971): The Upper Quaternary stratigraphy of the Dinkel valley. — *Mededelingen Rijks Geol. Dienst NS*; 22: 59—72; Maastricht.
- , MAARLEVELD, G. C., VOGEL, J. C. & ZAGWIJN, W. H. (1967): Stratigraphy, Climatic Succession and Radiocarbon Dating of the Last Glacial in the Netherlands. — *Geologie en Mijnbouw*, 46: 79—95; s'Gravenhage.
- HÖFLE, H.-CHR. (1982): Erläuterungen zu Blatt 2624 Hollenstedt. *Geologische Karte von Niedersachsen 1:25 000*, 75 S.; Hannover (Nieders. L.-Amt Bodenforsch.).
- & LADE, U. (1983): The stratigraphic position of the Lamstedter Moraine within the Younger Drenthe substage (Middle Saalian). — In: EHLERS, J. (Hg.): *Glacial Deposits in North-West Europe*: 343—346; Rotterdam (Balkema).
- & SCHLENKER, B. (1979): Das Pleistozänprofil der Kreidegrube Hemmoor bei Stade (Elbe-Weser-Dreieck). — *Geol. Jb.*, A 49: 3—25; Hannover.
- KOLSTRUP, E. & WIJMSTRA, T. A. (1977): A palynological investigation of the Moershoofd, Hengelo and Dene-kamp interstadials in the Netherlands. — *Geologie en Mijnbouw* 56: 85—102; s'Gravenhage.

- KUSTER, H. & MEYER, K.-D. (1979): Glaziäre Rinnen im mittleren und nordöstlichen Niedersachsen. — *Eiszeitalter und Gegenwart*, 29: 135—156; Hannover.
- LADE, U. (1980): Quartärmorphologische und -geologische Untersuchungen in der Bremervörde — Wesermünder Geest. — *Würzburger Geograph. Arb.*, 50: 176 S.; Würzburg.
- (1985): Die quartären Deckschichten zwischen Cuxhaven und Bremerhaven (Hohe Lieth). — In: SIMON, P. et al.: *Aufsuchung und Untersuchung von Schwermine-ralanreicherungen im Gebiet zwischen Cuxhaven und Bremerhaven (Hohe Lieth)*. — *Ber. Arch. Nieders. L.-Amt Bodenforsch. Hannover*. — [Unveröff.].
- & HAGEDORN, H. (1982): Sedimente und Relief einer eiszeitlichen Hohlform bei Krempel (Elbe-Weser-Dreieck). — *Eiszeitalter und Gegenwart*, 32: 93—108; Hannover.
- LAMB, H. F. (1984): Modern pollen spectra from Labrador and their use in reconstructing holocene vegetational history. — *J. Ecology*, 72: 37—59; Oxford.
- LICHTI-FEDEROVICH, S. & RITCHIE, J. C. (1968): Recent pollen assemblages from the western interior of Canada. — *Review of Palaeobotany Palynology*, 7: 297—344; Amsterdam.
- LIEDTKE, H. (1981): Die nordischen Vereisungen in Mitteleuropa; 2. Aufl. — *Forsch. Dt. Landeskunde*, 204, 307 S.; Trier.
- MANIA, D. & TOEPFER, V. (1973): Königsau. — 164 S.; Berlin (VEB Deutscher Verlag d. Wiss.).
- VAN DER MEER, J., SLOTBOOM, R. T. & DE VIRES-BRUYNSTEEN, J. M. E. (1974): Lithology and palynology of Weichselian alluvial fan deposits near Eerbeek, The Netherlands. — *Boreas*, 13: 393—402; Oslo.
- MENKE, B. (1976): Neue Ergebnisse zur Stratigraphie und Landschaftsentwicklung im Jungpleistozän Westholsteins. — *Eiszeitalter und Gegenwart*, 27: 53—68; Öhringen.
- (1980): Vegetationskundlich-ökologisches Modell eines Interglazial-Glazial-Zyklus in Nordwestdeutschland. — *Phytocoenologia*, 7: 100—120; Stuttgart.
- (1982): On the Eemian interglacial and the Weichselian glacial in Northwestern Germany (Vegetation, Stratigraphy Palaeosols, Sediments). — *Quaternary Studies in Poland*, 3: 61—68; Warszawa; Poznań.
- & TYNNI, R. (1984): Das Eeminterglazial und das Weichselfrühglazial von Rederhall/Dithmarschen und ihre Bedeutung für die mitteleuropäische Jungpleistozän-Gliederung. — *Geol. Jb.*, A 76: 120 S.; Hannover.
- MEUSEL, H., JÄGER, E., RAUSCHERT, ST. & WEINERT, E. (1978): Vergleichende Chronologie der zentraleuropäischen Flora, 2 (Text- u. Tafelband); 418 S.; Jena (Fischer).
- MEYER, K.-D. (1982): Erläuterungen zu Blatt 2524 Buxtehude. — *Geol. Kt. Niedersachsen 1:25 000*, 120 S.; Hannover (Nieders. L.-Amt Bodenforsch.).
- & SCHNEEKLOTH, H. (1973): *Geol. Kt. Niedersachsen 1:25 000*, Blatt Neuenwalde Nr. 2318; mit Erläuterungen, Hannover (Nieders. L.-Amt Bodenforsch.).
- PESCHKE, P. (1983): Pollenanalysen der Schieferkohlen von Herrnhausen (Wolfratshausener Becken/Obb.) — ein Beitrag zum Problem interglazialer Ablagerungen in Oberbayern. — *Geologica Bavarica*, 84: 107—121; München.
- PICARD, K. (1959): Gliederung pleistozäner Ablagerungen mit fossilen Böden bei Husum/Nordsee. — *Neues Jahrb. Geol., Paläont., Monatsh.*: 259—272; Stuttgart.
- PUNT, W. & DEN BREEJEN, P. (1981): *Linaceae*. — In: PUNT, W. & CLARKE, G. C. S. (Eds.): *The Northwest European Pollen Flora*, 3: 75—116; Amsterdam, Oxford, New York.
- SCHNEEKLOTH, H. (1966): Ergebnisse weiterer Untersuchungen an den interstadialen Ablagerungen der Weichsel-Eiszeit in Oerel/Krs. Bremervörde. — *Z. dt. geol. Ges.*, 116: 773—796; Hannover.
- SELLE, W. (1962): Geologische und vegetationskundliche Untersuchungen an einigen wichtigen Vorkommen des letzten Interglazials in Nordwestdeutschland. — *Geol. Jb.*, 79: 295—352; Hannover.
- & SCHNEEKLOTH, H. (1965): Ergebnisse einer Kernbohrung in Oerel, Krs. Bremervörde; drei Interstadiale über Ablagerungen des Eem-Interglazials. — *Z. dt. geol. Ges.*, 115: 109—117; Hannover.
- SHACKLETON, N. J. (1977): The oxygen isotope stratigraphic record of the Late Pleistocene. — *Phil. Trans. R. Soc. London B* 280: 169—182; London.
- SINDOWSKI, K.-H. (1969): Erl. Bl. 2117 Altenwalde. — *Geol. Kt. Niedersachsen 1:25 000*: 63 S.; Hannover (Nieders. L.-Amt Bodenforsch.).
- TEUNISSEN, D. & TEUNISSEN-VAN OORSCHOT, H. (1974): Eine interstadiale Torfschicht bei Nijmegen (Niederlande) und deren Bedeutung für die Erklärung der dortigen Landschaftsmorphologie. — *Geologie en Mijnbouw*, 53: 393—400; s'Gravenhage.
- WELTEN, M. (1981): Veränderung und Vernichtung der anspruchsvollen Gehölze am Beginn der letzten Eiszeit und die Korrelation der Frühwürm-Interstadiale in Mittel- und Nordeuropa. — *Eiszeitalter und Gegenwart*, 31: 182—202; Hannover.
- (1982): Pollenanalytische Untersuchungen im Jüngeren Quartär des nördlichen Alpenvorlandes der Schweiz. — *Beitr. z. Geolog. Karte der Schweiz NF*, 156: 174 S.; Bern.
- WIJMSTRA, T. A. (1969): Palynology of the first 30 metres of a 120 m deep section in northern Greece. — *Acta botan. Neerlandica*, 18: 511—527; Amsterdam.

- WOILLARD, G. (1975): Recherches palynologiques sur le pleistocene dans l'est de la Belgique et dans les Vosges Lorraines. — *Acta Geographica Lovaniensia*, 14: 118 S.; Louvain.
- (1978): Grande Pile Peat Bog: A continuous Pollen Record for the last 14000 Years. — *Quaternary Research*, 9: 1—21; Washington.
- (1979): The last interglacial-glacial cycle at Grande Pile in Northeastern France. — *Bulletin Soc. belge de Géologie*, 88: 51—69; Brüssel.
- WOLDSTEDT, P. (1950): Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. — 464 S.; Stuttgart (Köhler).
- ZAGWIJN, W. H. (1961): Vegetation, climate and radiocarbon datings in the Late Pleistocene of the Netherlands, Part I: Eemian and Early Weichselian. — *Mededelingen Geol. Stichting, N. S.* 14: 15—45; Maastricht.
- (1974): Vegetation, climate and radiocarbon datings in the Late Pleistocene of the Netherlands, Part II: Middle Weichselian. — *Mededel. Rijks Geolog. Dienst, NS* 25: 101—111; Maastricht.

Manuskript eingegangen am 23. 5. 85.

Zum Verlauf der äußeren Grenze der Weichselvereisung zwischen Owschlag und Nortorf (Schleswig-Holstein)

EBERHARD STREHL *)

Sketch map, Weichselian, ice margin, moraine, sander

Northwest German Lowlands, Schleswig-Holstein
TK 25: Nr. 1623—1625, 1723—1725, 1823—1825

Kurzfassung: Der Verlauf der äußeren Grenze der Weichselvereisung zwischen Owschlag und Nortorf im mittleren Schleswig-Holstein wurde anlässlich der Neukartierung des Rendsburger Raumes mit modernen Methoden untersucht. Danach läßt sich in Relikten eine äußere weichselkaltzeitliche Gletscherrandlage erkennen, die durchschnittlich 7—8 km vor der bisher angenommenen weichselzeitlichen Hauptmoräne im Bereich des Weichselsanders liegt.

[The Course of the Extreme Boundary of the Weichselian Glaciation between Owschlag and Nortorf (Schleswig-Holstein)]

Abstract: The course of the extreme boundary of the Weichselian glaciation between Owschlag and Nortorf in the middle part of Schleswig-Holstein was reworked by means of modern methods on the occasion of the recent mapping of the Rendsburg area. According to that an extreme Weichselian ice margin is recognizable in remnants which lies averagely 7—8 kms in front of the hitherto assumed main Weichselian till in the area of the Weichselian melt water plain.

Einführung

Erstmalig machten SCHLICHTING und FACK 1867 (EGGERS 1934: 13) den Versuch, die äußere Grenze der Weichselvereisung festzulegen. Danach verläuft sie — wie auch bei GRIPP (1924) — am Fuß der Duvenstedter Berge und quert östlich von Rendsburg die Eider. 1925 skizzierte WOLFF auf einem Kartenentwurf TK 25 Owschlag die Grenze etwa entlang der Linie Owschlag — Steinsieken — Alt Duvenstedt — Bultvieh — Suhmsberg — Fockbek, wobei er die Moräne im Fockbeker Moor als Düne kolorierte. EGGERS (1934) läßt die äußere Grenze der Weichselvereisung

zutreffender entlang der Linie Ochsenweg (ca. 1 km östlich der B 77) — Sorgbrück — Westrand des Fockbeker Moores — Fockbek — Schülöp — Jevenstedt verlaufen. HECK (1940) beschreibt eine „schmale äußerste Randlage des Brandenburger Stadiums“, sie sich westlich des Armensees in einem Bogen bis in das Fockbeker Moor erstreckt. Nach FREYDANCK (1953) verläuft die äußere Grenze der Weichselvereisung „östl. Owschlag, Steinsieken, östl. Duvenstedt, Rendsburg, östl. Fockbek, Westerrönfeld, östl. Jevenstedt, Schwaberholz, nördl. Bokelholm.“ Diese Grenzziehung wurde später von DÜCKER (1958) und von GRIPP (1964, Karte 3) übernommen. PICARD (1967) läßt den ersten Vorstoß des Weichselgletschers als „Büdeldorfer Vorstoß“ an der Linie Büdeldorf — Westerrönfeld/Osterrönfeld enden. Zuletzt deutete STREHL (1983) bei der geologischen Aufnahme der TK 25 Hamdorf Nr. 1723 pleistozäne Ablagerungen zwischen Westerrönfeld und Jevenstedt als weichselzeitliche Randlage. In der Erläuterung zu Bl. Owschlag Nr. 1623 (STREHL 1984) wurde die äußere Randlage der Weichselvereisung im Bereich der TK 25 Owschlag Nr. 1623 beschrieben und der vermutlich erste weichselzeitliche Gletschervorstoß, der die Randlage entstehen ließ, als „Fockbeker Vorstoß“ bezeichnet.

Quartärgeologie der Weichselrandzone

Bei der geologischen Aufnahme der TK 25 Owschlag Nr. 1623 (STREHL & TONTSCH 1984), Rendsburg Nr. 1624 (STREHL 1984), Hamdorf Nr. 1723 (STREHL & TONTSCH 1983) und Bokelholm Nr. 1724 wurden durchschnittlich 7—8 km vor dem morphologisch sichtbaren Rand des Schleswig-Holsteinischen Hügellandes die nachfolgend beschriebenen Reste einer Randlage auskartiert, die der vermutlich erste Vorstoß des Weichselgletschers in diesem Raum (Fockbeker

*) Anschrift des Autors: Dr. E. STREHL, Geologisches Landesamt Schleswig-Holstein, Mercatorstr. 7, Postfach 5049, 2300 Kiel 21.

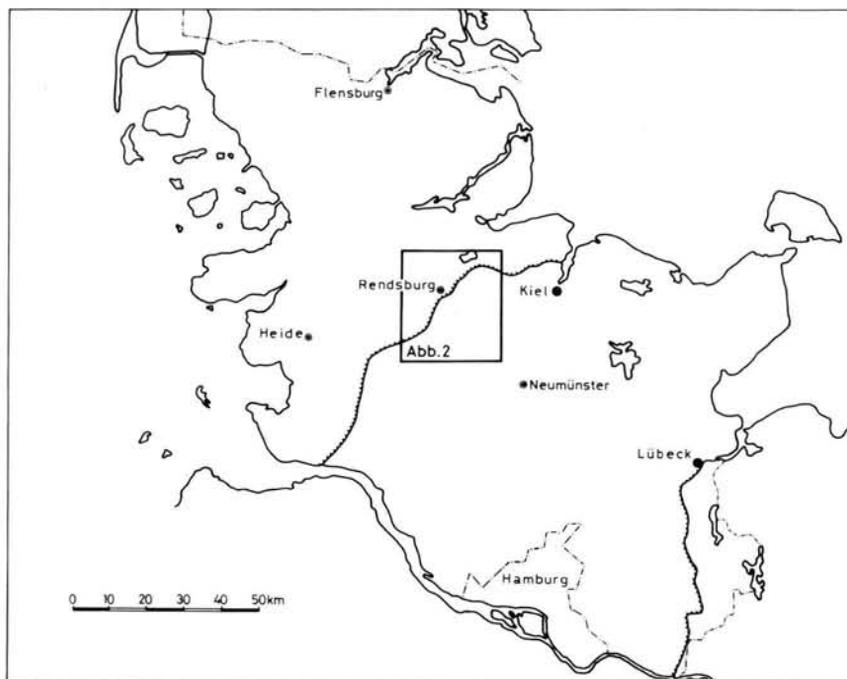


Abb. 1: Die Lage des Untersuchungsgebietes.

Vorstoß) hinterlassen hat. Diese Relikte ragen entlang der Linie Owschlag — Owschlag Moor — Kruppenort — Westrand Fockbeker Moor — Fockbek — Westerrönfeld — Brahmkamp — Jevenstedt — Bockhorstberg — Altenkattbek — Papenkamp — Nortorf inselartig aus der mehr oder weniger ebenen Vorgeest, die von den Schmelzwassersedimenten der verschiedenen weichselzeitlichen Sander aufgebaut wird, heraus (s. Abb. 2). In flachen Wannen im rückwärtigen Gebiet der Randlege sind stellenweise Hochmoore aufgewachsen. Südlich von Owschlag erheben sich inselartig zwei kleine, flache Kuppen aus dem Owschlag Moor. Sie bestehen aus blockhaltigem Geschiebemergel, der aufgrund der Handbohrung Nr. 1623/10-84 K und der Forschungsbohrung Nr. 1623/10-5 B (R 35 39420, H 6026770) 5,2 m mächtig ist. Nach einer Feinkieszählung von H.-J. STEPHAN besitzt die Moräne wahrscheinlich ein weichselzeitliches Alter. Dafür sprechen auch die morphologische Situation und die starke Blockbestreuung im Owschlag Moor und auf den angrenzenden Sanderflächen. Bei diesem Vorkommen handelt es sich um Reste des Randlegenteils, der sich von Owschlag bogenförmig zur Sorgeniederung erstreckte. Der nördliche Teil davon ist durch die am Owschlag Gletschertor ausströmenden Schmelzwässer zerspült worden.

Südlich der Sorge läßt sich ein weiteres bogenförmiges Teilstück der Randlege bis in die Ortslage von Fockbek

hinein verfolgen: Im Untergrund der Bundeswehr-Schießanlage Kruppenort wurde nach Archivunterlagen im östlichen Teil in 4,5–7,0 m Tiefe ein 0,1–1,7 m mächtiger Geschiebemergel erbohrt, der nach W hin schnell auskeilt. Es dürfte sich hierbei um die Grundmoräne des ersten Weichseleisvorstoßes handeln; die Randlege selbst wurde von den Schmelzwässern zerspült. Weiter südlich erheben sich aus dem Fockbeker Moor zwei staffelförmig hintereinander liegende flache, sandige Kuppen mit starker Blockbestreuung. Es handelt sich um Reste von Satzendoränen. Die am Westrand des Fockbeker Moores gelegene ca. 300 m lange blockreiche Moräne markiert das weiteste Vordringen einer Eiszunge. Die ca. 1 km östlich davon bei Knüll in das Fockbeker Moor hineinragende ca. 600 m lange, N-S gestreckte sandige Moräne mit dem Höhenpunkt 11,8 m verdankt ihre Entstehung einer Oszillation dieser Eiszunge. Zwischen den beiden Moränen ist die Grundmoräne wahrscheinlich vollkommen zerspült, da in der 50 m tiefen Forschungsbohrung Nr. 1623/22-1 B (R 35 38240 H 6022350) von 2–28 m u. G. nur Schmelzwassersande gefunden wurden. Darunter steht von 28–29,5 m u. G. marines Eem an. Die Grundmoräne wurde dagegen östlich vom Fockbeker Moor und hier besonders im Gewerbegebiet zwischen der B 77 und der Schleswiger Straße häufig in Baugrundbohrungen unter einer Bedeckung von meist 5 m Schmelzwassersand erbohrt. Im Gebiet nördlich und

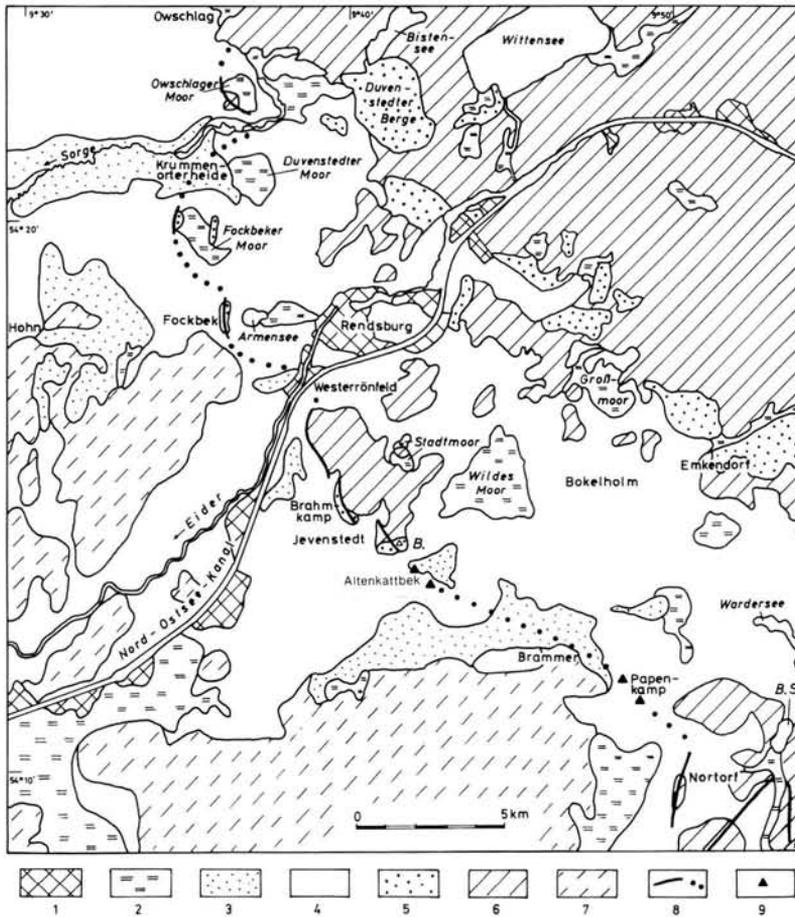


Abb. 2: Der Verlauf des Außenrandes der Weichselvereisung.

- 1 = künstliche Aufschüttung bzw. Aufspülung
 - 2 = Moor
 - 3 = Flugsanddecken und Dünen
 - 4 = weichselzeitlicher Sander
 - 5 = z. T. gestauchter weichselzeitlicher Sand, stellenweise kiesig
 - 6 = weichselzeitliche Grundmoräne
 - 7 = saalezeitliche Ablagerungen
 - 8 = nachgewiesener/vermuteter Verlauf der äußeren Randlage der Weichselvereisung
 - 9 = Reste von blockhaltiger Moräne
- B = Bockhorstberg, B. S. = Borgdorfer See

südlich der Kaserne steht die Grundmoräne des ersten weichselzeitlichen Gletschervorstoßes teilweise sogar an der Geländeoberfläche an und zwischen Rendsburg und Rickert wurde eine größere Grundmoränenfläche auskartiert.

Die südliche Fortsetzung ist in dem ca. 1 km langen, flachen sandigen, bis zur Bebauung sehr blockreichen Rücken in Fockbek zu suchen, was bereits von WOLFF um 1925 erkannt wurde (in einer alten TK 25 Owschlag ist von ihm an dieser Stelle „Jung-Diluvium“

eingetragen). Dieser Randlage ist die Hohlform des Armensees als Zungenbecken zuzuordnen. Südlich von Fockbek wurde die Randlage bis Westerrönfeld (Blatt Hamdorf) völlig von den Schmelzwässern zerspült. Ihre Fortsetzung läßt sich in dem Gelände Rücken zwischen Westerrönfeld und Jevenstedt nachweisen (STREHL 1983). Hier steht zwischen Westerrönfeld und Brahmkamp verbreitet ein 0,5–1,0 m mächtiger blockreicher weichselzeitlicher Geschiebelehm über kiesigem Sand von weichselzeitlichem oder warthestadialen Alter an. Stellenweise, wie beim

Höhenpunkt 14,8, kommt ausschließlich blockreicher kiesiger Grobsand vor, der aufgrund der Morphologie, der geologischen Position und nach Geschiebezählungen von G. SCHLÜTER (s. Tab. 2 in STREHL 1983) mit großer Wahrscheinlichkeit ein weichselzeitliches Alter hat. Das gleiche gilt für die ca. 1,7 km lange lobenförmige Moräne aus blockreichem, kiesigem Sand zwischen Brahmkamp und Jevenstedt.

Östlich der Randlage zwischen Westerröfeld und Jevenstedt wurde verbreitet Geschiebemergel angetroffen, der bei Brahmkamp nach einer Handbohrung eine Mächtigkeit von mehr als 5 m erreicht. In der Forschungsbohrung Nr. 1724/6-1 B im Stadtmoor (TK 25 Bokelholm Nr. 1724, R 3545010, H 6015530) wurde unter 4 m mächtigem mittelkörnigem Schmelzwassersand ein 3,5 m mächtiger Geschiebemergel erbohrt, der nach einer Feinkieszählung von H.-J. STEPHAN in die Weichsel-Kaltzeit gehört.

In der kleinen Sandgrube am Bockhorstberg, ca. 1 km östlich von Jevenstedt (R 3545125—150 H 6011850), ist die Randlage z. T. aufgeschlossen. Im Ostteil stehen mehrere Meter \pm seiger stehende Feinsande mit einer etwa 1 m mächtigen Lage aus braunem, in Schlieren grüngrauem Geschiebemergel, der teilweise entkalkt ist, an. Nach einer Feinkieszählung von H.-J. STEPHAN handelt es sich um saalezeitliches Material. Dieses dürfte vom ersten Vorstoß der Weichsel-Kaltzeit gestauch worden sein. Da das Streichen der Schichtenfolge 140° beträgt, liegt eine Stauchung aus NE vor. Im Westteil der Grube stehen flach liegende Feinsande und schluffige Feinsande mit Schlufflagen an. EGGERS (1934: 12) schreibt, daß östlich von Jevenstedt „ein ungeschichtetes Durcheinander von Blöcken in einer grusigen Grundmasse“ vorliegt und: „Wir haben hier also stark ausgespülte Randbildungen vor uns“. Die äußere Weichselrandlage läßt sich bis an die Jevenau verfolgen. Weiter südöstlich ist sie von Schmelzwässern zerspült, die am Emkendorfer Gletschertor austraten, bzw. von Flugsand überweht. Reste von zerspülter blockhaltiger Moräne wurden im Zuge der geologischen Kartierung an zwei Stellen südlich von Altenkattbek erbohrt. Dabei konnte das östlichere Vorkommen (s. Abb. 2) durch zahlreiche Sondierungen abgegrenzt werden. Es liegt fast unmittelbar südlich der B 205 (bei R 3545800 — 46100 H 6010500) in einer kleinen NW-SE-verlaufenden, z. T. flachgründig vermoorten Senke, die im N und S von schmalen, flachen Dünenwällen umrahmt wird und bedeckt eine Fläche von ca. 300 m Länge und etwa 50 m Breite. Unter stellenweise bis zu 1 m mächtiger Niedermoortorfbedeckung stehen bis zu 1,5 m mächtige kiesige Sande an. Vereinzelt treten bis zu 1 m große Blöcke an der Oberfläche auf.

Im Bereich der Erhebung zwischen Brammer und der B 205, die im wesentlichen von warthestadialen Ab-

gerungen aufgebaut wird, wurde stellenweise an der Oberfläche oder oberflächennah ein bis zu 1,7 m mächtiger hellbrauner, z. T. hellgrauer, rostfleckiger Geschiebelehm über vermutlich warthestadialen Sanden erbohrt. Ob es sich hierbei um eine weichselzeitliche Bildung handelt, ist nicht nachweisbar, weil der infolge starker periglazialer Einwirkung schlechte Erhaltungszustand des Geschiebelehms keine sichere Datierung erlaubt.

Etwa 800 m nordwestlich vom Hof Papenkamp ist eine kleine, ca. 250 m lange, in NW-SE-Richtung verlaufende Erhebung aus blockreichem, kiesigem Sand vorhanden, die als Relikt der Randlage angesehen wird. Auf der Geologischen Karte 1:25000 Blatt Holtorf Nr. 1824 (PICARD 1962) ist hier gestauchter warthestadialer Sand verzeichnet. In der Nähe des Hofes Papenkamp kommen an der Oberfläche ebenfalls vereinzelt Blöcke vor, die auf den ehemaligen Verlauf der Randlage hindeuten.

Etwa 2 km weiter südöstlich, am westlichen Ortsrand von Nortorf, setzt sich die Randlage in der A₁-Eisrandlage von HÖLTING (1958) fort, deren Vorhandensein von C. KABEL (1978) bestätigt wurde. Nach diesen Befunden ist der Weichsel-Gletscher demnach im Gebiet Jevenstedt-Nortorf bis an eine Linie vorgestoßen, die etwa dem Verlauf der heutigen B 205 entspricht.

Dank

Meinen Kollegen G. SCHLÜTER und H.-J. STEPHAN, beide Geologisches Landesamt Schleswig-Holstein, danke ich herzlich für Geschiebe- und Feinkieszählungen.

Schriftenverzeichnis

- EGGERS, W. (1934): Die Oberflächenformen der jungzeitlichen Landschaft im südlichen Schleswig und nördlichen Holstein. — Veröff. Schl.-Holst. Univ.-Ges. 42: 1—112; Breslau.
- FREYDANCK, H. (1953): Die pleistozäne Flußgeschichte der Eider. — Mitt. Geol. Staatsinst., 22: 5—21, Hamburg.
- GRIPP, K. (1924): Über die äußere Grenze der letzten Vereisung in Nordwest-Deutschland. — Mitt. Geogr. Ges. Hamburg, 36: 159—245; Hamburg.
- (1964): Erdgeschichte von Schleswig-Holstein. — 411 S., 61 Abb., 11 Tab., 57 Taf., 3 Kt.; Neumünster (Wachholtz).
- HECK, H.-L. (1940): Aufnahmebericht zu Meßtischblatt Owschlag (Nr. 358) für die geologische Übersichtsaufnahme 1:100000. — 5 S.; Berlin (Archiv Geol. L.-Amt Kiel).

HÖLTING, B. (1958): Die Entwässerung des würmzeitlichen Eisrandes in Mittelholstein. — *Meyniana*, 7: 61—98; Kiel.

KABEL, C. (1978): Weichselzeitliche Eisrandablagerungen auf der Westhälfte der TK 25 1825 Nortorf (mit einer Kartierung 1:25 000). — 61 S., 23 Abb., 2 Tab., 2 Anl.; Kiel (unveröffentl. Dipl.-Arbeit).

PICARD, K. (1967): Die Entstehung der Landschaft um Rendsburg während des Eiszeitalters. — *Heimat*, 74: 230—233, 2 Tab.; Neumünster.

STREHL, E., mit Beiträgen von W. HINSCH, B. MENKE & P.-H. ROSS, (1983): Erl. Geol. Karte Schleswig-Holstein 1:25 000, Bl. Dellstedt Nr. 1722 u. Bl. Hamdorf Nr. 1723. — 64 S., 3 Abb., 3 Tab., 3 Anl.; Kiel.

STREHL, E., mit Beiträgen von W. HINSCH & P.-H. ROSS (1984): Erl. Geol. Karte Schleswig-Holstein 1:25 000 Bl. Owschlag Nr. 1623 u. Bl. Rendsburg Nr. 1624. — 70 S., 3 Abb., 3 Tab.; Kiel.

Geologische Karten

PICARD, K. (1962): Geol. Landesaufnahme von Schleswig-Holstein 1:25 000 Bl. Holtdorf Nr. 1824; Kiel.

STREHL, E. & TONTSCH, G. (1983): Geol. Karte Schleswig-Holstein 1:25 000 Bl. Hamdorf Nr. 1723; Kiel.

— (1984): Geol. Karte Schleswig-Holstein 1:25 000 Bl. Owschlag Nr. 1623; Kiel.

STREHL, E. (1984): Geol. Karte Schleswig-Holstein 1:25 000 Bl. Rendsburg Nr. 1624; Kiel.

— (1985): Geol. Karte Schleswig-Holstein 1:25 000 Bl. Bokelholm Nr. 1724; Kiel (Manuskriptkarte).

WOLFF, W. (1925): Manuskriptkarte TK 25 Owschlag Nr. 1623.

Manuskript eingegangen am 16. 1. 1985,
Nachträge Januar 1986

Late Pleistocene Stratigraphy and Fluvial History of the Dinkel Basin (Twente, Eastern Netherlands)

KO VAN HUISSTEDEN, JEF VANDENBERGHE & BAS VAN GEEL*)

Borehole section, electrical sounding, Weichselian (Twente Formation), fluvial aggradation, fluvial erosion, meanders, alluvium, eolian sediments, periglacial features

Netherlands (Dinkel Basin)

Abstract: The glacial Dinkel basin is filled with a sequence of fluvial and eolian sediments. The Late Pleistocene stratigraphy and paleomorphology have been studied by new exposures, boreholes and geoelectric soundings. Special attention is paid to refinements of the lithostratigraphy of the Dinkel valley, which is the type area of the Twente Formation, and to a reconstruction of the paleo-environment during the different periods of the Weichselian.

The valley fill mainly consists of sands with intercalations of loam, clay and peat beds. Three important lithostratigraphic marker horizons have been found within the Twente Formation. All three are accompanied by erosional features. A number of characteristic units have been distinguished, each of them corresponding to specific fluvial or eolian conditions.

During Eemian and Early Weichselian high sinuosity rivers dominated a marshy alluvial plain with locally lacustrine conditions. The Lower Pleniglacial is characterised by deep fluvial incision. This incision was followed by aggradation during the Middle Pleniglacial, with mainly high sinuosity rivers. During the Upper Pleniglacial the rivers attained a braiding pattern. Eolian sedimentation gradually increased. Subsequently, the development of the Beuningen Gravel Bed and deposition of eolian coversands show the dominance of eolian processes in the valley. Renewed fluvial activity started with incisions during the Late Glacial followed by deposition of meandering river sediments.

[Spätpleistozäne Stratigraphie und fluviatile Geschichte des Dinkelbeckens (Twente, östliche Niederlande)]

Kurzfassung: Das glaziale Dinkelbecken ist erfüllt mit einer Sequenz von fluviatilen und äolischen Ablagerungen. Die Spätpleistozän-Stratigraphie und Paläomorphologie

wurde mit Hilfe von neuen Aufschlüssen, Bohrungen und geo-elektrischen Sondierungen erforscht. Besondere Beachtung galt der Verfeinerung in der Lithostratigraphie des Dinkeltals, des Typusgebietes der Twente-Formation, und einer Rekonstruktion des Ablagerungsmilieus in den verschiedenen Perioden der Weichseleiszeit.

Die Talauffüllung besteht aus Sanden mit Lehm-, Ton- und Torfschichten. Drei wichtige Leithorizonte wurden innerhalb der Twente-Formation gefunden. Diese drei Horizonte sind von erosiven Bildungen begleitet. Einige charakteristische Einheiten sind unterschieden, jede Einheit entspricht spezifischen fluviatilen und äolischen Verhältnissen.

Während der Eemzeit und der Früh-Weichseleiszeit gab es Flüsse mit hoher Sinuosität in einem sumpfigen alluvialen Tiefland, mit lokal lakustrischen Verhältnissen. Das Untere Pleniglazial ist charakterisiert durch einen tiefen fluviatilen Einschnitt. Darauf folgt fluviatile Zuschüttung während des Mittleren Pleniglazials, hauptsächlich durch mäandrierende Flüsse. Während des Oberen Pleniglazials lösten sich die Flüsse in sich überkreuzende Flußarme auf. Äolische Ablagerung nahm allmählich zu. Die Entwicklung der Beuningen-Steinsohle und die Ablagerung von Flugdecksanden zeigen zunächst die Dominanz von äolischen Prozessen im Tal. Erneute fluviatile Aktivität fing mit Einschneidung im Spätglazial an, gefolgt von der Ablagerung von Sedimenten mäandrierender Flüsse.

[Stratigraphie du Pleistocene Supérieur et histoire fluviatile du bassin de la Dinkel (Twente, Pays-Bas oriental)]

Résumé: Le bassin glaciaire de la Dinkel est comblé d'une séquence de sédiments fluviatiles et éoliens. La stratigraphie et la paléomorphologie ont été établies par l'étude des affleurements, des forages et des sondages géoélectriques. La lithostratigraphie de la vallée du Dinkel, qui est la région type de la Formation de Twente, a été étudiée plus en détail. De plus, l'attention a été dirigée vers la reconstruction du paléomilieu pendant les périodes différentes du Weichselien.

Le comblement de la vallée consiste principalement de sables avec des intercalations de couches de limon, d'argile et de

*) Authors addresses: Drs. J. VAN HUISSTEDEN, Dr. J. VANDENBERGHE: Vrije Universiteit, Instituut voor Aardwetenschappen, De Boelelaan 1085, Postbus 7161, 1007 MC Amsterdam; Dr. B. VAN GEEL: Universiteit van Amsterdam, Hugo de Vries-Laboratorium, Sarphatistraat 221, 1018 BX Amsterdam.

tourbe. Dans la Formation de Twente trois niveaux de référence, incorporant des phénomènes d'érosion, sont trouvés. Plusieurs unités lithologiques caractéristiques ont été distinguées et chacune d'elles correspond à des conditions spécifiques fluviales ou éoliennes.

Pendant l'Eemien et le Weichselien Inférieur des rivières à grande sinuosité dominaient dans des plaines alluviales marécageuses mais localement à caractère lacustre. De l'érosion fluviale se manifestait pendant le Pléniglaciaire Inférieur suivi par aggradation dans le Pléniglaciaire Moyen avec principalement des rivières sinueux. Pendant le Pléniglaciaire Supérieur les rivières étaient du type anastomosé pendant que la déposition éolienne augmentait graduellement. Ensuite, le développement du Cailloutis de Beuningen et la sédimentation de sables de couverture illustre la dominance des processus éoliens dans la vallée. Une action fluviale renouvelée pendant le Tardiglaciaire se manifeste d'abord par une incision puis par une accumulation des rivières à méandres.

1. Introduction

In the past, several studies of small river basins have been conducted by the Department of Quaternary Geology of the Free University in Amsterdam: in the Drentsche Aa (DE GANS 1981), the Mark valley (VANDENBERGHE et al. 1984; VANDENBERGHE & BOHNCKE 1985) and the Reusel valley (VAN HUISSTEDEN et al. 1985). These studies allowed to reconstruct the fluvial activity in lowland valleys during the Weichselian. It is highly desirable to correlate these results with the fluvial sequences in the type region of the Twente Formation, which groups the continental deposits formed in periglacial conditions during the Weichselian. Therefore it is necessary to gain insight into the Late Pleistocene fluvial history in the Twente area, and to relate this to the chrono- and lithostratigraphical sequence. The Dinkel valley offers good possibilities for this purpose.

A project has been set up for the detailed reconstruction of the paleo-ecology, sedimentary environment and morphology of the Dinkel valley. The first results (this publication) concern the basin geometry, the general chrono- and lithostratigraphy of the fluvial deposits, and a provisional evaluation of the depositional environments.

The relevant part of the Dinkel valley is situated in the Dutch-German border area (Fig. 1). It is situated in the lower course of the river, from the town of Losser northward to the municipality of Denekamp. The river valley is relatively wide, compared to the size of the present meandering river. Bankfull discharge approximates $45 \text{ m}^3/\text{sec}$, while the valley width amounts 3 to 5 km. The river valley follows glacial basins of Saalian age. These basins are bordered to the

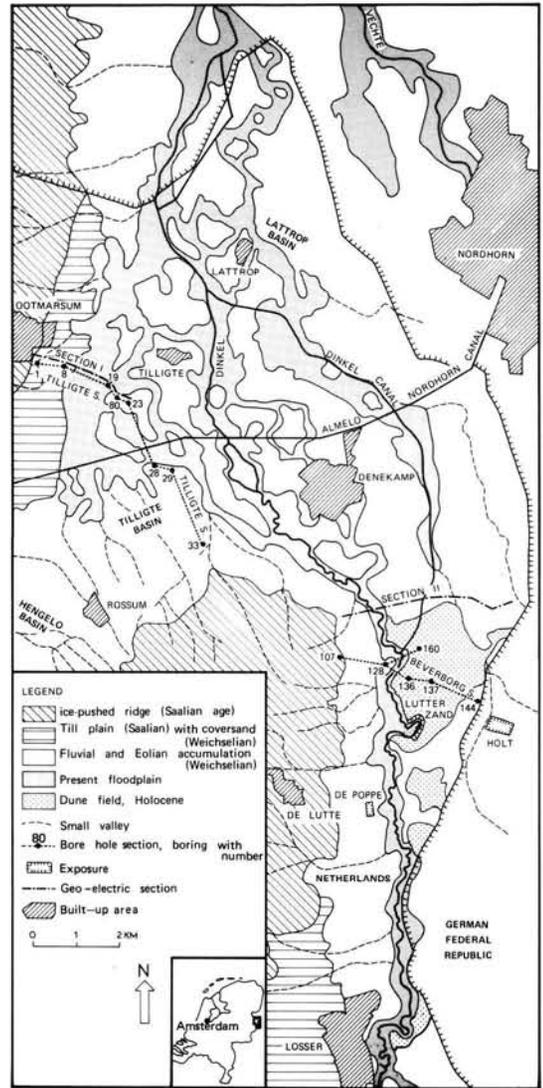


Fig. 1: Location of investigated sites in the study area. Geomorphology after Geomorphological map of the Netherlands, scale 1 : 50 000, sheet 29, Denekamp (Kleinsman et al. 1978).

west by the ice pushed ridges of Oldenzaal and Oortmarsum (Fig. 1). They consist of clay and sand of Tertiary age, and sands of Lower to Middle Pleistocene age. On the eastern valley side, outcrops of Lower Cretaceous sandstones and shales occur. Just south of the town of Denekamp the river valley suddenly widens considerably. Here the river enters the Lattrop basin. The base of this glacial basin is locally found 75 m below the present surface (AELMANS 1975). A second, smaller glacial basin, the Tilligte basin, is also incorporated into the study area. The Tilligte basin forms a gap between the Oldenzaal and Oortmarsum ridges.

The present drainage is directed towards the Dinkel. The water divide with westward flowing rivers in the adjacent Hengelo basin is not very high above the valley floor level of the Dinkel.

The basins in which the actual Dinkel is flowing, have been filled first with glacio-fluvial and fluvial sediments of Saalian age. During Eemian, Weichselian and Holocene times fluvial activity continued, interrupted by peat formation and eolian deposition (VAN DER HAMMEN & WIJMSTRA 1971; DOPPERT et al. 1975). In the German literature this valley fill is known as "Talsande" (GRAHLE 1960). The whole sequence of the Asten Formation (Eemian), Twente Formation (Weichselian) and Singraven Formation (Holocene), which is the main subject of the present study, may be up to 30 m thick and consists of sands with intercalated loam, peat and clay beds (VAN DER HAMMEN & WIJMSTRA 1971).

2. Geoelectric soundings

Geoelectric soundings were used to investigate the depth and sedimentary infilling of the basins. The soundings are grouped in two profiles. One profile (I, Fig. 2) runs from the centre of the Tilligte basin

towards the push moraine of Ootmarsum, the other one (II, Fig. 3) crosses the western part of the Dinkel valley at the southern edge of the Lattrop basin (Fig. 1). The two sections comprise Schlumberger soundings with a maximum half electrode distance of 100 to 150 m. They have been interpreted by an interactive automatic method. Borehole data have been obtained in order to overcome the problem of equivalence within the upper layers when determining resistivities by fixing thicknesses. Deep information was only available from a few boreholes and some geoelectric soundings from neighbouring areas (AELMANS 1974).

When the uppermost dry or moist layer is not taken into consideration, the total sequence may be subdivided in three units. A lower unit A is characterized by its low electric specific resistivities which are typical for clays. Some sandy lenses, with higher specific resistivities, are intercalated between the clays. Unit A represents the ice-pushed clayey Tertiary layers, and may contain locally present clayey till. At the eastern side of profile II the strongly dipping Mesozoic substratum (X) is recorded by the electric soundings. In this area it consists of a relatively thin layer of sandstone (= 110 a 120 Ω m, unit X.b) overlying shales (= ca. 35 Ω m, unit X. a.). The upper unit B is quite heterogeneous,

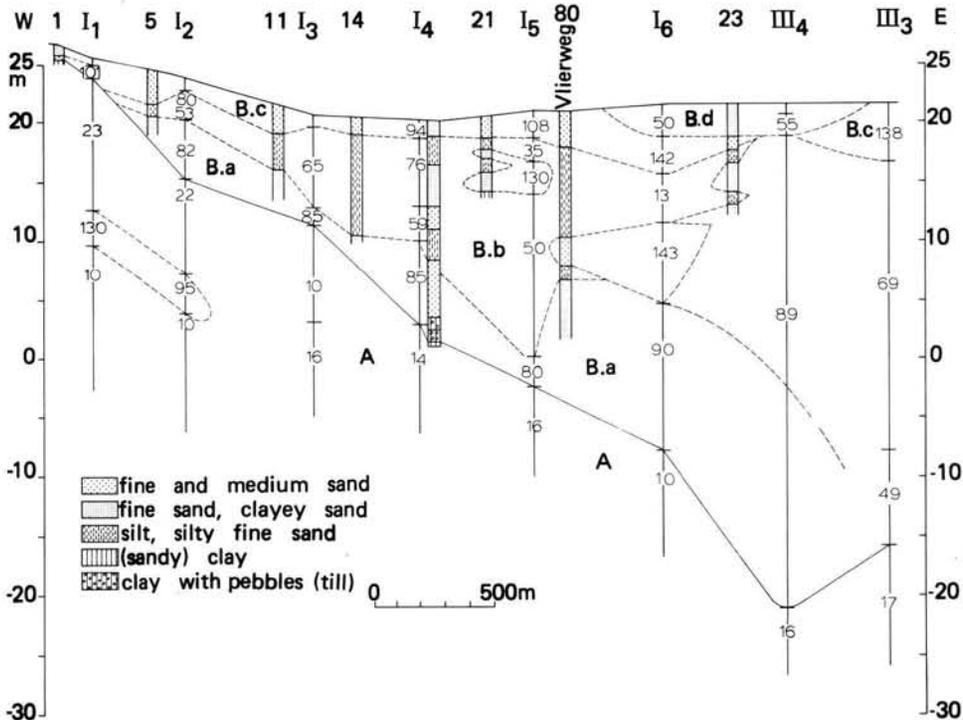


Fig. 2: Geoelectric sounding section Tilligte basin. Location: see Fig. 1. Levels in meters above Dutch ordnance datum. A: Ice-pushed Tertiary clays. B: Basin fill with glacial, fluvial and eolian deposits of Saalian to Weichselian age.

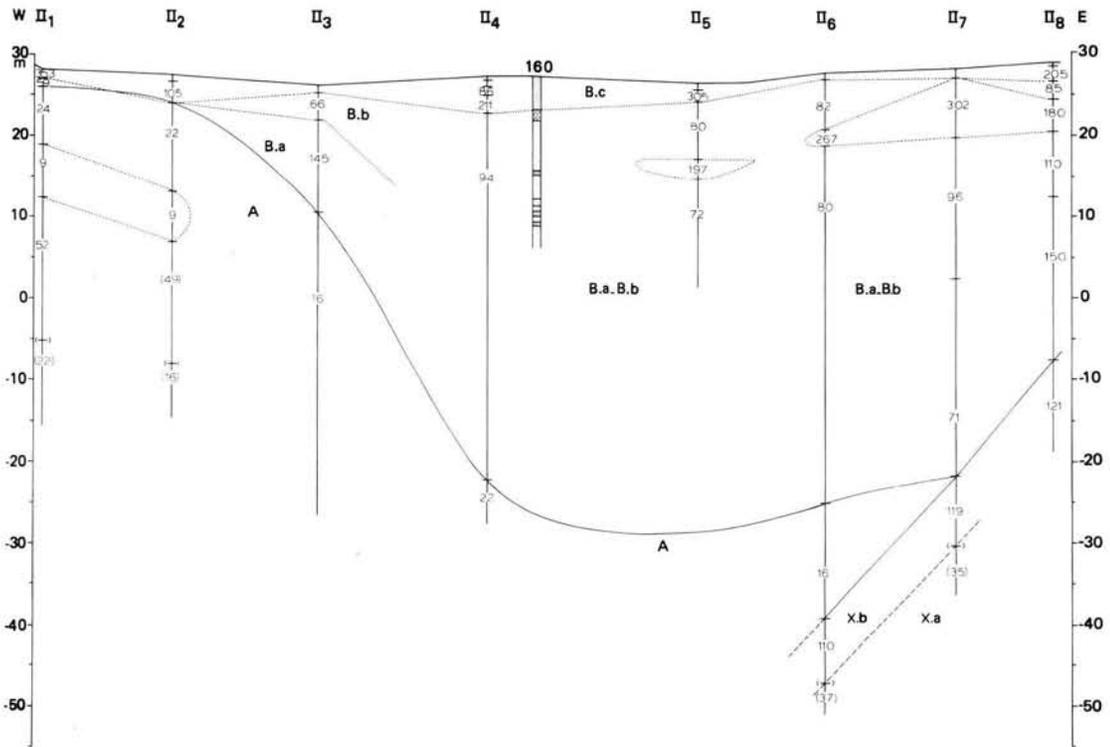


Fig. 3: Geoelectric sounding section Dinkel valley south of Denekamp. See Fig. 1 for location, Fig. 2 for legend.

X: Lower Cretaceous shale (X. a) and sandstone (X. b).

A: Ice-pushed Tertiary clays. B: Basin fill with glacial, fluvial and eolian deposits of Saalian to Weichselian age.

but all subunits show significantly higher specific resistivities than those of unit A pointing to their sandy character. The boundary between units A and B is close to the surface at the western margins of the two basins near the ice-pushed ridges, and is rather regularly inclined towards the centre of the basin where the largest thicknesses of unit B are found.

The electric specific resistivities within unit B allow, to a certain extent, a further subdivision of this unit. In section I the specific resistivities of the lower unit B. a range between 80 and 90 Ωm . According to borehole data B. a corresponds to medium and coarse sands, which contain in some cases considerable amounts of clay and silt. They may represent fluvio-glacial, fluvial or slope deposits, and possibly small lenses of gravelly till at the base. The overlying subunit B. b shows generally slightly lower specific resistivities (50—76 Ωm) standing for silty and clayey, fine alluvial sands. Very low specific resistivities point to silts and clays, while intercalations of high specific resistivities correlate with sandy gullies. However, the lithologic distinction between these two subunits is not always clear in section I, while in section II the existence of the subdivision is even questionable. On top of unit B. b (or

B. a/b) another subunit (B. c) may well be recognized in the two sections by the higher specific resistivities (90 to 300 Ωm). It is a rather continuous layer of which the base reaches a depth of 2 to 6 m. Medium to coarse, gravelly fluvial sands at this level are frequently found in the handmade borings. Finally a local and shallow top layer with rather low resistivities (50—55 Ωm) may be distinguished in section I (B. d). It stands for fine fluvial sediments of limited extent. When comparing the two profiles, it appears that in section II the specific resistivities of all parts of unit B are significantly higher, which indicates that the Dinkel basin is filled mainly by sandy deposits, while the Tilligte basin also contains loamy sediments (B. b). This tendency may be observed in subunit B. c as well, which points to coarse gravelly sands in section II and medium-sized sands in section I.

3. Exposure data

3.1. De Poppe section (Fig. 4, 5)

The outcrop "De Poppe" is situated at the edge of the Dinkel valley and at the foot of the push moraine of

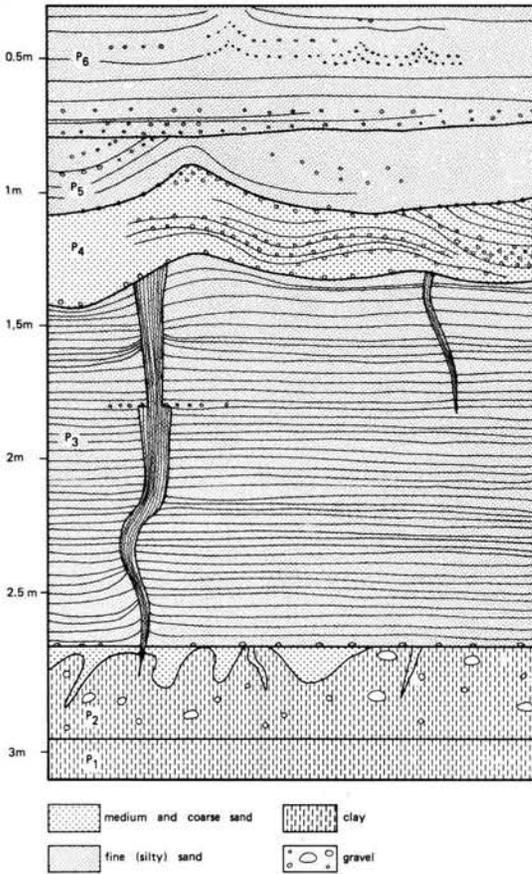


Fig. 4: De Poppe exposure: compound vertical section with lithologic subdivision, sedimentary and periglacial structures. Depth in meters with respect to ground surface.

Oldenzaal (Fig. 1). The subsoil consists of green (sandy) clay with dispersed gravel and stones (unit P1, Fig. 4). It is lime-free and interpreted as a Saalian till with considerable amounts of Tertiary sediments.

The overlying unit P2, only a few decimeters thick, is a diamict of reworked green clay, coarse sand, and pebbles and cobbles of varying size. It may be conceived as a slope deposit originating from the nearby moraine hill, which is composed of sediments similar to those of unit P1. Unit P2 is cryoturbated and subsequently eroded by surficial processes. Fine particles have been washed out, resulting in the formation of a gravel bed at the top of unit P2. From the same level frost fissures start downward.

Unit P3 contains parallel laminae of greenish, very fine, silty sands (ca. 70 μm), alternating with greyish, fine sands (120–150 μm). This ill-sorted deposit (sample 1, Fig. 6) contains varying amounts of silt (up to 25%), but in all cases only a small clay fraction (less

than 6%). Locally, homogeneous sands occur in thin beds, while shallow gullies are filled with obliquely laminated sands with occasional ripple cross-bedding. These sands are characterised by the presence of a rolling population and by the good sorting of the saltation population. It is certain that fluvial processes have deposited part of the sediments of unit P3, but this fluvial activity has been interrupted regularly (see below), while at the same time loams and fine sands could be deposited by wind action. Thus in the period during which unit P3 was deposited the water of the Dinkel river reached the margins of the valley at flood stages. Unit P3 is locally involuted with an intensity which is strongly related to the silt and clay content. These involutions may be interpreted as cryoturbations. Their relative small amplitude (20–30 cm) indicates a formation in the active layer of a seasonally frozen ground. At the top and within the same unit frost fissures are found (10 cm wide at their top). They show a clear vertical lamination and have caused some upturning at the edge in the adjacent sediments. They are formed during subsequent periods of non-deposition which alternated quickly with periods of sedimentation. Thus the new fissures grew progressively in the older forms resulting in a kind of syngenetic fissure structures. As mentioned, these features developed from the seasonally frozen surface downward and consequently are not associated with (overlying) involutions.

On top of these deposits white, fine, well-sorted sands occur. This unit (P4) is characterized by the presence of beds of cross-laminated, gravel-bearing, coarse sands, and by the gullying lower boundary which is marked by a gravel lag. Although coarser, the sediments of this unit resemble well the local gully sands of the underlying unit P3. The fluvial character is that of a quick, vertical alternation of erosion and fill and lateral channel migration. The boundary to unit P5 may be distinct by the occurrence of a pebble horizon but generally the transition is gradual.

Unit P5 consists of eolian sands which may be locally reworked by running water. Local pebble horizons occur, especially towards the top. The upper part of this unit is disturbed by cryoturbations. They are cut by a continuous not-involuted pebble horizon, which is the boundary with unit P6. The complex of all pebble rows forms the Beuningen Gravel Bed (VAN DER HAMMEN et al. 1967). In between the pebble rows very fine, loamy sands may occur. An ice wedge cast has its top in the upper part of unit P5 just below the involuted zone (Fig. 5). A typical vertically laminated internal part and a block-faulted external part may be recognized (VANDENBERGHE 1983). The wedge testifies of permafrost conditions. Narrow frost cracks start downward from the top of the Beuningen Gravel Bed.

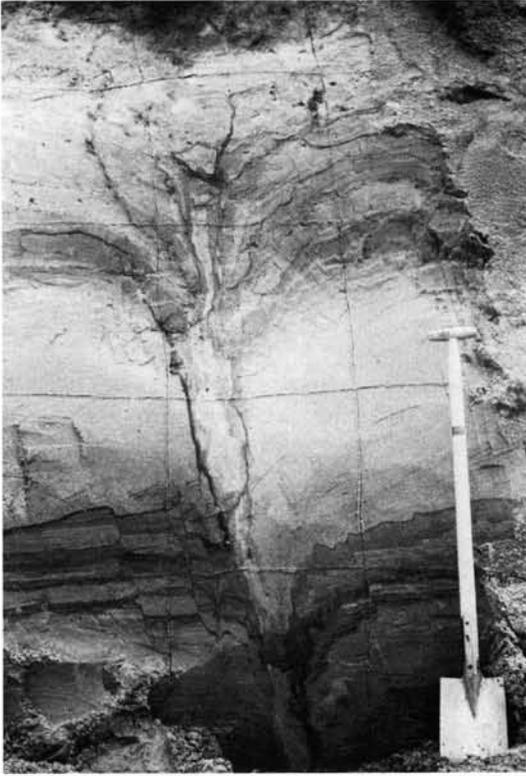


Fig. 5: Ice wedge cast in the De Poppe exposure. Qaudrangle sides on pit face are 0.5 m.

The uppermost unit (P6) is a pale yellow, parallel laminated, slightly loamy coversand similar to the sands of unit P5. Locally, deflation processes have been active, resulting in the development of small pebble horizons. The horizontal lamination may be interrupted by small squeezing-up structures. The modal value of the main population of the grainsize distribution (sample 2, Fig. 5), which is the saltation population, ranges between 120 and 165 μm , the skewness is slightly negative (-0.3 to -0.65) as has been found also in the coversands of other regions (VANDENBERGHE 1977). The cumulative granulometric curve shows the presence of a coarse subpopulation in all samples. It represents the residual lag or rolling component. The ratio between the two subpopulations is variable and reflects the relative importance of wind deposition or wind deflation. Units P5 and P6 are known as "Older Coversands" (VAN DER HAMMEN 1951). They are of the aeolian facies type B (RUEGG 1981; SCHWAN 1985).

The Saalian till (unit P1), belonging to the Drente Formation, is separated from the overlying fluvial and aeolian deposits by an erosive level. No remains of an Eemian soil or deposit is found here, so that units P2

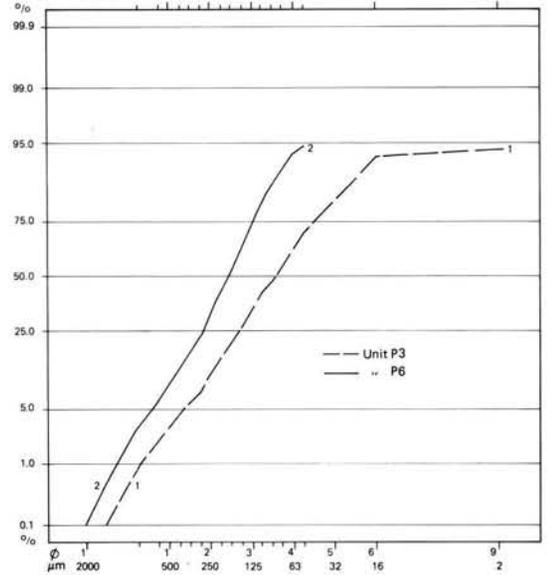


Fig. 6: Cumulative probability curves of granulometric analyses from the De Poppe exposure.

to P6 represent the Twente Formation of Weichselian age (VAN DER HAMMEN & WIJMSTRA 1971). The two pebble horizons eroding the underlying cryoturbated sediments (top of units P2 and P5) have an important lithostratigraphical significance because of their general occurrence. The horizontal top of the Beuningen Gravel Bed on top of P5 is occurring over large areas in the Netherlands and Belgium (VAN DER HAMMEN et al. 1967; ZAGWIJN & PAEPE 1968; VANDENBERGHE & GULLENTOPS 1977). It has been formed after the degradation of the permafrost which existed at about 18,000 to 22,000 yr. B. P. (VANDENBERGHE 1983). The lower pebble horizon is known as a lithostratigraphic marker from the southern Netherlands (VANDENBERGHE & KROOK 1981; VANDENBERGHE 1981) and is called the "Gilze Gravel Bed" (VANDENBERGHE 1985). It occurs there in the same position as in the De Poppe pit. It could be shown that the Gilze Gravel Bed was formed after the degradation of the permafrost which was present during the lower Pleniglacial (VANDENBERGHE 1983).

3.2. The Holt sand pit

The Holt sand pit is situated just east of the Dutch-German border, 250 m. SE of the easternmost boring of section Beverborg (Fig. 1). The total sequence in this pit (Fig. 7) is 5 m thick, and consists of light grey and yellowish sands. These sands never contain carbonate or organic matter. In all sediments the clay

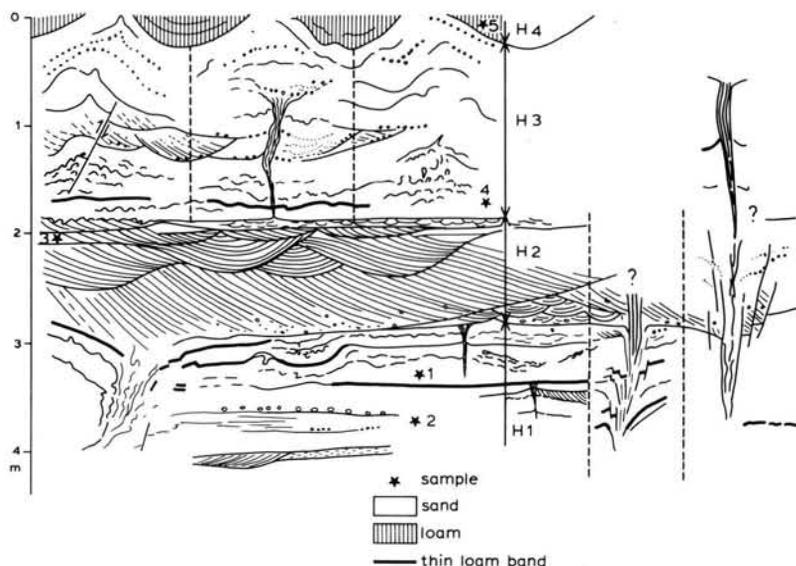


Fig. 7: Holt pit: compound section with lithologic subdivision, sedimentary and periglacial structures. Depth in meters with respect to ground surface.

fraction is nearly absent; even in the finest sediment the clay fraction does not exceed 7% (Fig. 8).

Unit H1 at the base of the pit consists of fine to medium, loamy sand with coarse lenses. The bulk of this unit shows an alternation of thin parallel beds of loamy and not loamy sands. In addition, thicker sandy loam beds, ripple crosslamination, small scour fills and strings of windpolished gravel may be found. Periglacial structures are represented by small frost fissures, small scale deformations and a "vertical platy structure" (VINK & SEVINK 1971). Also ice wedge casts have been found. Some of them appear to be of the syngenetic type. The characteristic bedding type of this unit strongly resembles that of the "eolian sand type B" of the Twente Formation, described by RUEGG (1981). In grainsize samples a well-sorted saltation population dominates (sample 1, Fig. 8), which agrees with the presumed eolian origin (VISHER 1969). Less well sorted layers (sample 2, Fig. 8) indicate reworking by running water. The intercalated small scour fills and crosslaminated sets point to occasional shallow flooding.

The overlying unit H2 is composed entirely of medium to coarse sand. Near its base gravel occurs, which contains high amounts of shale fragments, derived from Lower Cretaceous shales. Sedimentary structures in H2 include different types of cross-bedding, which leaves no doubt of the fluvial origin. Scour-fills indicate streamflow directed towards the north. A grain-size sample (sample 3, Fig. 8) shows that these sands are considerably coarser and less well sorted. Defor-

mation due to periglacial phenomena is rare, except the presence of ice wedge casts, which penetrate this unit from above. H2 generally consists of a channel fill sequence of through-crossbedded sets, followed by a single large tabular cross-bedded unit, overlain by scour fills. At the top 10–20 cms of ripple cross-laminated sand mark the transition to the next unit, H3. The large extension of H2, over a near horizontal erosion surface, and its relatively small thickness, points to quickly migrating channels of large width/depth ratio. The association of lithologies and sedimentary structures which occur within this unit resemble lithofacies associations from sandy braided river examples cited by MIALL (1977). Bar migration or lateral accretion is assumed to be the origin of the tabular cross-bedding. Probably such crossbedding developed during one flood event, as well-marked reactivation surfaces and intercalations indicating lower stage reworking with more quiet flow conditions are rare. Also the scour fills show evidence of only one episode of infill. Besides the topmost centimeters, evidence of low stage flows is lacking in the entire unit. This indicates the dominance of structures due to high discharge events, associated with an arctic nival character of the river (BRYANT 1983). High discharges in this type of river are mainly caused by spring snow melt.

Unit H3 consists of fine to medium sands. A coarse, cross-bedded intercalation is locally found in the middle part of this unit. Strings of wind-polished pebbles are common, especially near the top of H3. Bedding and other sedimentary features within H3

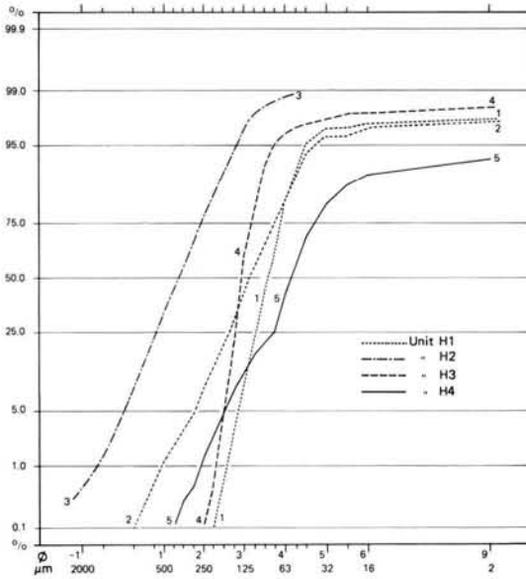


Fig. 8: Cumulative probability curves of granulometric analyses from the Holt sand pit.

have been deformed by cryoturbatic action. At the top of H3 large festoon-like involutions occur. Immediately below these involutions, the original bedding has been strongly disturbed by small-scale flow structures. Also large frost fissures occur near the top of H3, which may grade into ice wedge casts at a lower level. "Vertical platy structure" is common throughout H3. In relatively undisturbed parts, parallel bedding of the same type as in unit H1 is visible. Also, the grain-size analyses are comparable (Fig. 8). This indicates a similar, mainly eolian, depositional environment as that of unit H1. Very well sorted sand is found in a 0.75 m thick intercalation near the base of H3 (sample 4, Fig. 8). This may indicate a more typical eolian depositional feature, possibly a low dune.

Unit H4 is a compact, thinly laminated loam, which is found in the centre of the large involutions at the top of the sequence. The high silt-clay ratio (4.9) of this loam (sample 5, Fig. 8) and the high amount of coarse silt indicates eolian influence, although this is not a typical loess (MÜCHER 1973). Fluvial loams (Fig. 12) all have silt-clay ratios below 4. The fine parallel lamination may be due to deposition of the eolian silt in standing water.

The Beuningen Gravel Bed truncates the large involutions at the top. The gravel bed itself is not well exposed in the Holt pit, as it has been incorporated into the deeply ploughed topsoil. So the sequence at Holt corresponds stratigraphically to the sequence found below the Beuningen Gravel Bed in the nearby

Lutterzand exposure (WIJNSTRA & SCHREVE-BRINKMAN 1971). Also the facies types encountered in both outcrops are similar. Both H3 and H1 show the same facies as the "Older Coversand I", H2 is similar to the fluvial sands in the Lutterzand section. H4 is a local phenomenon. Loamy beds at the base of the Lutterzand section resemble loamy sand beds which occur within units H1 and H3 at Holt. Loams of this type are also found in other regions, e.g. in the southern Netherlands (VANDENBERGHE & KROOK 1981).

The uppermost loam bed in boring 139 (Fig. 10) has been dated as 27,500 \pm 250 B.P. (GrN-11523). This loam lies approximately 4 m below the level of the lowest loamy bed in the nearby Lutterzand outcrop, and approximately 2 m below the deepest level in the Holt pit. Consequently, both the Holt sequence and the Lutterzand section below the Beuningen Gravel Bed are younger than the loam and peat beds, of which the youngest one is dated at ca. 30,000 BP (VAN DER HAMMEN & WIJNSTRA 1971). They date from the Upper Pleniglacial permafrost period between about 18,000 to 24,000 B.P. (VANDENBERGHE 1983).

4. The borehole sections

The borehole data have been gathered with help of hand auger equipment with a depth range of ca. 10 m. In addition, two borings have been made with hydraulic coring equipment up to a depth of 22 m. Two cross-sections have been compiled from the borehole data (Fig. 9, 10). Table 1 presents a short lithologic description of the lithostratigraphic units of the valley fill in these sections.

Unit B0 and T0 comprise the pre-Eemian substratum of the valley fill. In the Beverborg section (Fig. 9B, 10), it is composed of Tertiary clay or till with a high amount of Tertiary clay. In the Tilligte section (Fig. 9A), also more sandy material is found, which may be slope deposits or fluvio-glacial sediment.

T1 (Table 1) mainly consists of thinly bedded silty, calcareous sand, and some loam beds. The grain size distribution of one of these loams (sample 6, Fig. 12) shows a rather ill-sorted fluvial loam. Recent borehole data suggest, that T1 is older than the Asten Formation. It may represent the Drenthe or Eindhoven Formations (DOPPERS et al. 1975).

Unit B1 consists of laminated, somewhat clayey and humic sand. At the top, peat and gyttja occur. The presence of clay in the sands (sample 1, Fig. 11) indicates fluvial deposition. The gyttja has been deposited in a shallow standing open water environment (section 5, Pollenanalysis), such as a pond in the backswamp area of the river. B1 is of Eemian age and belongs to

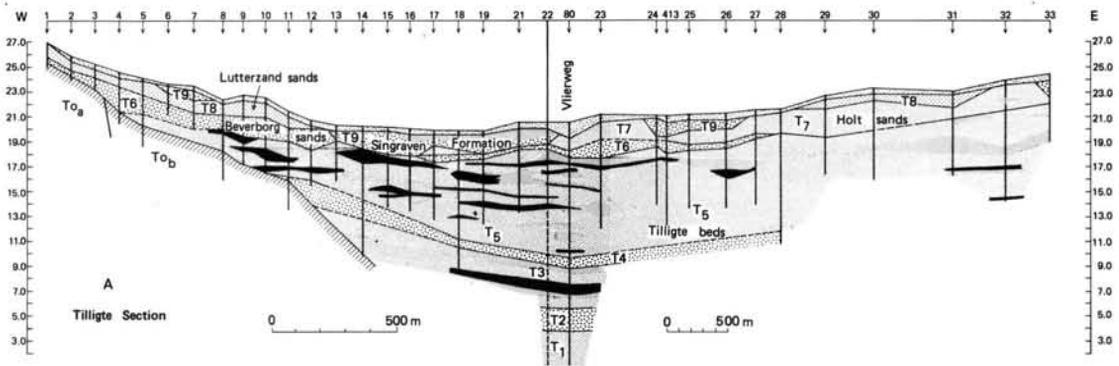


Fig. 9 A: The Tilligte borehole section. See Fig. 1 for location. Horizontal scale is compressed east of boring 22. Levels in m above Dutch ordnance datum.

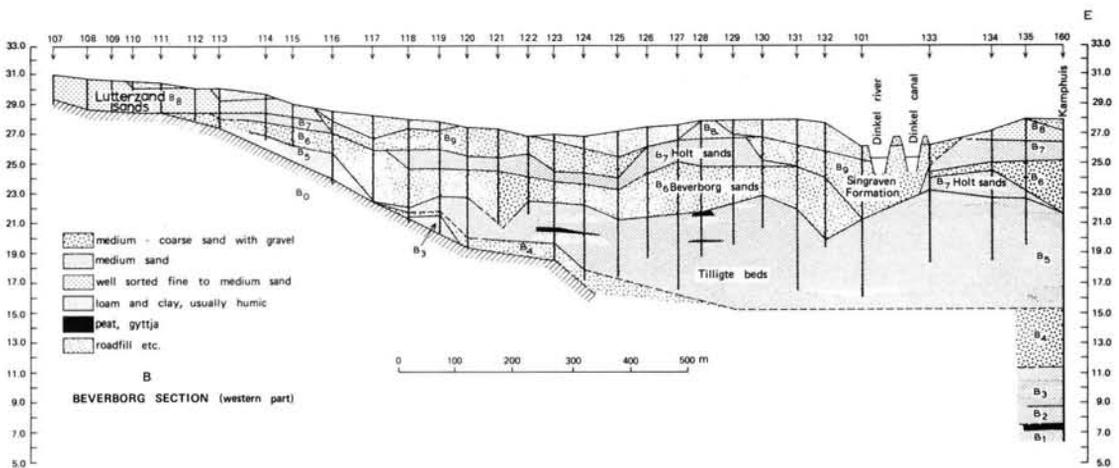


Fig. 9 B: Western part of the Beverborg borehole section. Location: see Fig. 1.

the Asten Formation (VAN DEN TOORN 1967; VAN DER HAMMEN & WIJMSTRA 1971). According to VAN DER HAMMEN & WIJMSTRA (1971) and GRAHLE (1960) this unit may contain high amounts of peat in the Lattrop basin, so the presence of organic sediments in this unit is a common feature. A marshy fluvial plain has been present at that time, without rapid reworking by channel activity. An equivalent of unit B1 is not found in the Tilligte section.

T2 and B2 consist of thinly bedded medium sand. Near the base of T2 gravel is found. B3 and T3 mainly consist of clay, loam, gyttja and peat, with sand intercalations. Sample 7 in fig. 12 shows the grain size distribution of a typical clayey loam from this unit. The sands lack very good sorting (e. g. Fig. 11, sample 2). Both samples clearly represent fluvial sediments. The peat contains wood fragments. It is not unlikely, that a short phase of erosion preceded deposition of T2 and B2, as is indicated by the coarse base of these

units. This erosional phase could have removed the equivalent of the Asten Formation in the Tilligte section. T3 and B3 again indicate marshy conditions on the floodplain, with lacustrine conditions locally. Carbonates are absent in T2 and B2; in B3 and T3 some lime may be present in clay beds. Units T2, T3, B2 and B3 have been correlated with the Liendert Member (VAN DER HAMMEN & WIJMSTRA 1971). A radiocarbon dating near the top of T3 resulted in an infinite age (GrN-10840).

B4 consists of calcareous sands. Organic matter is scarce. Coarse sands occur near the base, and medium sand, which may be silty, is found higher up in this unit. The coarse sands represent rather well-sorted fluvial channel sediments (sample 4, Fig. 11), comparable to the fluvial sands in the Holt pit (Fig. 8). The equivalent of B4 in the Tilligte section is apparently unit T4. T4 is much thinner than B4, and is characterised by the presence of gravel in noticeable amounts.

T4 shows more characteristics of an erosional lag deposit. Very probably, T4 is the same erosional level as the gravel bed at the top of unit 2 in the De Poppe exposure. As such, it may be correlated with the "Steinsohle 1" of ZAGWIJN & PAEPE (1968) or the Gilze Gravel Bed in the southern part of the Netherlands (VANDENBERGHE 1985), which are of Lower Pleniglacial age. T4 and B4 mark an important phase of valley erosion, which is also known from the river valley of the Vechte river (TER WEE 1966), to which the Dinkel is a tributary, and from other parts of the Netherlands (VAN DEN TOORN 1967; DE GANS 1981, VAN HUISSTEDEN *et al.*, 1985; VANDENBERGHE *et al.*, 1984).

Unit T5, B5 and unit P3 in the De Poppe pit have been grouped together in the same lithostratigraphic unit, for which the name "Tilligte Beds" has been chosen. The Tilligte section (Fig. 9A) provides a type section for this unit (T5). They form the most important sediment body of the valley fill, with a thickness up to 8 m. The main characteristics of this unit are the presence of loam and peat beds, and the abundance of lime, both in the sands and the loams, especially in the lower part of this unit. Lime gyttjas occur frequently. Towards the top of the unit, the carbonate content usually decreases.

The Tilligte Beds are mainly of fluvial origin. Grain-size analyses (Fig. 11, sample 4, 5) show a well-developed suspension population, a moderately- to well-sorted saltation population, and in most cases the presence of a rolling population. This is indicative of fluvial sedimentation (VISHNER 1969). Sequences of faintly graded sand beds up to 15 cm thick are common sedimentary structures in the cores. These graded beds probably represent sets of cross-bedded strata. In the fine-grained sediments modal values in the coarse silt fraction are common. Loams in the Tilligte Beds are somewhat coarser than those of the underlying units T2, T3 and B1—B3 (Fig. 12, sample 8). In the Tilligte section, loam and peat beds are more numerous than in the Beverborg section. Two facies types of the Tilligte Beds in fact exist: one with a high amount of fine grained beds (more than approximately 25% of total thickness), another facies with a lower amount. In the fine facies, gravel is very rare, in contrast to the coarser facies. Instead, intraformational clasts of loam and peat are common. Recent borehole data suggest, that the coarser facies is restricted to the Dinkel valley south of Denekamp. Some cores from the fine facies contain anomalously thick sequences of loam and fine humic sand. These fine sequences may be interpreted as abandoned channel fills. Such fills belong to the more reliable criteria for the erstwhile presence of high sinuosity channels (MIALL 1977; JACKSON 1978). Also the high loam and peat content

of the sequence is more normal for high sinuosity systems. More detailed data will be necessary however. For the coarse facies of the Tilligte Beds, a braided river origin cannot be excluded.

Some indications for eolian influence within the Tilligte Beds exist (see description of the De Poppe exposure). This may have been restricted to the valley margins, such as at the De Poppe site. A computer automated search of the core descriptions provided only a few beds which satisfy eolian sand criteria. However, the frequent occurrence of bimodal grainsize distributions with a mode around 150 μm and a coarser mode, may point to a primary eolian origin for part of these fluvially transported sediments.

The Tilligte Beds may represent the Mekkelhorst Member, from which the presence of loam and peat beds has been reported also (VAN DER HAMMEN & WIJMSTRA 1971), and the loamy and peaty beds in the adjacent Hengelo basin (ZAGWIJN 1974). Radiocarbon dates (to be published separately) from the borehole sections show ages over 27,000 B. P., so this unit is of Middle Pleniglacial age.

Above the Tilligte Beds a rather thick sandy sequence occurs. These sands correlate with the sequence at the Holt sand pit, 200 m east of the Beverborg section. The lithology of these sands strongly differs of that of the Tilligte Beds. Peat beds are absent, and loam beds are very rare. If present, these never contain organic matter in appreciable amounts. Carbonate also is absent. Even in loamy beds, only relatively low amounts of clay may be found.

Two different units have been distinguished within this sand sequence. The *Beverborg Sands* (B6, T6), as typically developed in the eastern part of the Beverborg section, consist of medium to coarse, cross-bedded sand, usually with gravel. Unit H2 in the Holt pit and unit P4 in the De Poppe pit belong to this unit. In the Lutterzand section and the New Dinkel Canal section (VAN DER HAMMEN & WIJMSTRA 1971) the "Upper Sands of the Mekkelhorst Member" correspond to the Beverborg Sands. The *Holt Sands* (B7, T7), for which the Holt sand pit provides a type section, consist of fine to medium, often loamy sand. Very fine gravel, strings of pebbles and coarse sand lenses may occur, but they never dominate this unit. Sometimes sandy loam beds may be found. Unit H1, H3 and H4 in the Holt pit and unit P5 in the De Poppe pit belong to the Holt Sands, as well as the eolian deposits of the "Older Coversands I" of the Lutterzand and New Dinkel Canal sections (VAN DER HAMMEN & WIJMSTRA 1971). If the total sequence is sufficiently thick, the distinction between Beverborg and Holt Sands also can be made within the borehole sections, using grainsize criteria and sedimentary

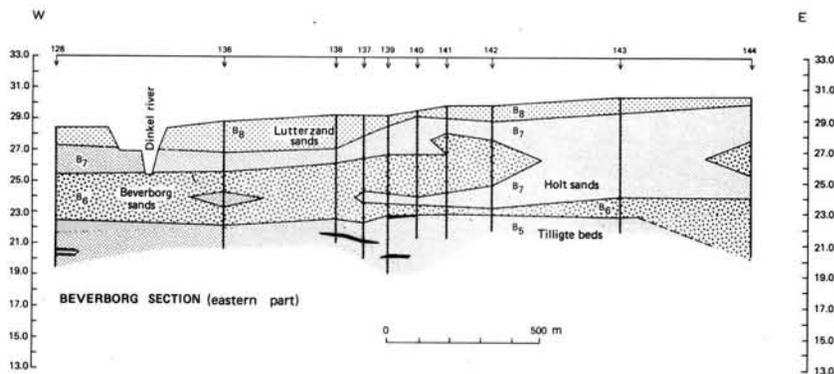


Fig. 10: Eastern part of Beverborg section. Location: see Fig. 1. Legend: see Fig. 9B.

structures. Both units occupy the same lithostratigraphic position, above the Tilligte Beds and below the Beuningen Gravel Bed. Generally, the Beverborg Sands underly the Holt Sands. In thick sequences however, both units may interfinger. Often the underlying Tilligte Beds have been eroded to some extent before deposition of the Beverborg Sands.

The sections and outcrops prove, that the Holt and Beverborg Sands are strongly related genetically. The Beverborg Sands represent the active river reaches at that time, while the Holt Sands probably were deposited on "overbank" reaches of the river or low fluvial terraces. BRYANT (1983) notes the presence of higher terrace-like reaches with eolian deposition along the valley margins of arctic rivers. The edge of such a terrace may have been preserved beneath a cover of eolian sand between boring 139 and 137 of the Beverborg section (Fig. 10), where a low step is present at the top of the Beverborg/Holt Sands. The depositional system of the Holt and Beverborg Sands show the abundant presence of eolian deposition next to fluvial deposition, mainly under permafrost conditions. The eolian activity indicates generally drier climatic conditions. The youngest date obtained from the Tilligte Beds suggests, that the Holt and Beverborg Sands are of Upper Pleniglacial age.

Three sources of lime may have contributed to the high lime content of the lower part of the Pleniglacial sequence. The Cretaceous limestones in the upper course have not been a very important source, as also in areas, which have no contact with this source area, abundant lime-rich sands occur. Eolian dust may have contributed to the lime content of loams in the Tilligte Beds. Another source however, especially for the sands, may be the lime-rich tills of the Drenthe Formation. In this hypothesis, not decalcified tills in the upstream part of the basin could have been removed by increased surficial or gully erosion and redeposited downstream in the basin (B4, T4 and the Tilligte Beds). Gradually, the amounts of lime-rich till dimi-

nished, so that the redeposited sediments contained less lime (upper part of Tilligte Beds and Beverborg/Holt Sands).

The next overlying unit (B8/T8, Lutter zand Sands) consists of typical, well-sorted, often somewhat loamy sands. They comprise the Older Coversand II, and the Younger Coversands (VAN DER HAMMEN & WIJMSTRA 1971). Unit P6 in De Poppe also belongs to this unit. The Coversand sequence is of eolian origin (VAN DER HAMMEN 1951). Permafrost structures are absent in these sands (WIJMSTRA & SCHREVE-BRINKMAN 1971; VANDENBERGHE 1983). The presence of the Older Coversand II near the centre of the valley indicates very dry conditions and low fluvial activity. Hydrologic changes of this kind have been noted in other valleys also (DE GANS 1981; VANDENBERGHE et al. 1984; VAN HUISSTEDEN et al. 1985).

At the top of both sections local incision fills and veneers of clay and peat occur (B9, T9). The incision fills show two facies types. Along the Dinkel, medium to coarse sands of considerable thickness are found, which sometimes contain large amounts of iron-cemented sand pebbles. Elsewhere shallow incisions filled with humic and peaty matter occur. All incisions usually contain sand with much gravel at their base. In the Tilligte basin glauconitic sands are common. The iron-cemented sand pebbles which occur in the sands along the Dinkel are probably derived from illuvial horizons of Holocene soils. Recent sand deposits exposed along the banks of the Dinkel near De Poppe show a distinct horizontal bedding. Individual beds are structureless and can be traced over long distances. This bedding probably represents overbank deposition during flood stages. These units have been correlated with the Singraven Formation (DOPPERT et al. 1975; VAN DER HAMMEN & WIJMSTRA 1971). According to VAN DER HAMMEN & WIJMSTRA (1971) sedimentation of this unit started already during the Late Glacial. This is a phenomenon of regional significance (VANDENBERGHE & BOHNCKE 1985).

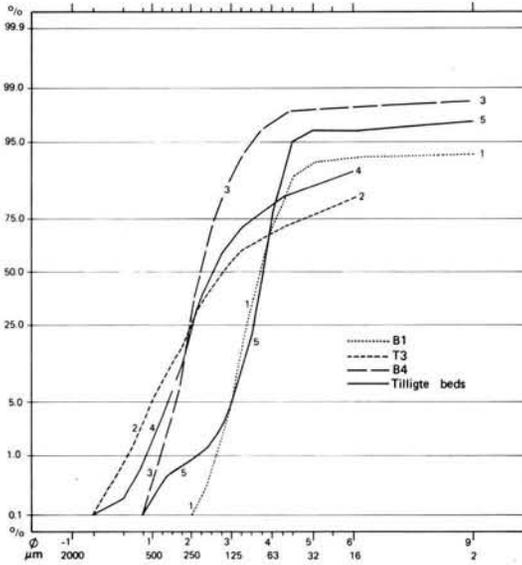


Fig. 11: Cumulative probability curves of granulometric analyses of sands in the borehole sections.

5. Pollenanalysis

The lowest 80 cm of the boring Kamphuis consists of about 55 cm of a sandy peaty deposit with wood fragments and a ca. 25 cm thick gyttja deposit on top of it. A series of 15 samples has been analysed for pollen, spores, fruits, seeds, mosses, fungi, algae, invertebrates and some morphologically characteristic micro- and macrofossils of unknown identity ("Types"). The complete results of this study are given by VAN GEEL et al. (1985). The present chapter deals with the palynostratigraphy, and in addition some general information from the abovementioned study is given below.

In combination with the stratigraphic position of the studied deposit the treepollendiagram (Fig. 13) leaves no doubt that we are dealing with an upper Eemian deposit. The forest elements are: *Abies*, *Acer*, *Alnus*, *Betula*, *Carpinus*, *Corylus*, *Fraxinus*, *Ilex*, *Picea*, *Pinus*, *Quercus*, *Salix*, *Taxus*, *Tilia* and *Ulmus*. The forest history during the Eemian in N. W. Europe is known in detail and for the subdivision of the treepollendiagram the zonation criteria of ZAGWIJN (1961, 1983) are used.

The zones E1, E2, E3 and E4 are not represented in the diagram. The trends of the treepollen curves show that the deposit corresponds with the zones E4b, E5 and E6a. The main characteristics are:

Zone E4b (samples 21.10—20.85)

The curve of *Corylus* shows a decline, *Taxus* attains 5—10%. The percentages of *Carpinus* pollen increase.

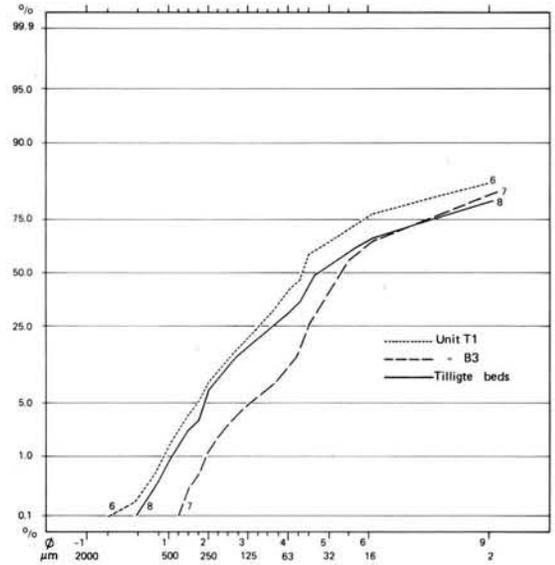


Fig. 12: Cumulative probability curves of granulometric analyses of loams in the borehole sections.

Zone E5 (samples 20.80—20.45)

Carpinus rises to 30—50%, the percentages of *Picea* pollen also show a rise, *Alnus* shows a maximum and subsequently a sharp decline. *Taxus* disappears in the upper part of the zone.

Zone E6a (samples 20.40—20.30)

Picea pollen attains a maximum, the percentages of *Abies* pollen rise somewhat, *Alnus* shows low values, *Carpinus* declines.

The pollen diagram shows the characteristic upper Eemian forest succession, *Corylus*, *Carpinus* and *Picea* being the successive dominant dry forest taxa. According to ANDERSEN (1964) the changes in forest composition during the upper Eemian are related with acidification of the soils, but in the present case there are no indications for such an acidification. *Ericales* do not show a rise and mosses and strictly local aquatic taxa indicate a continuation of the base rich conditions (VAN GEEL et al. 1985). The presence of pollen of *Ilex* and *Hedera* during the period of zone E6a indicates that the final dominance of *Picea* was not caused by a decline of mean temperatures (IVERSEN 1944; cf. fig. 11 in ZAGWIJN 1961). The decline of the deciduous forest elements enabled the extension of the weakly parasitic fungus *Ustilina deusta* of which an increasing amount of ascospores was found. Considering its present ecology this fungus can have played only a secondary role in the degradation of the deciduous forest.

In conclusion, the upper Eemian forest succession, especially the degradation of the deciduous forest and

KAMPHUIS

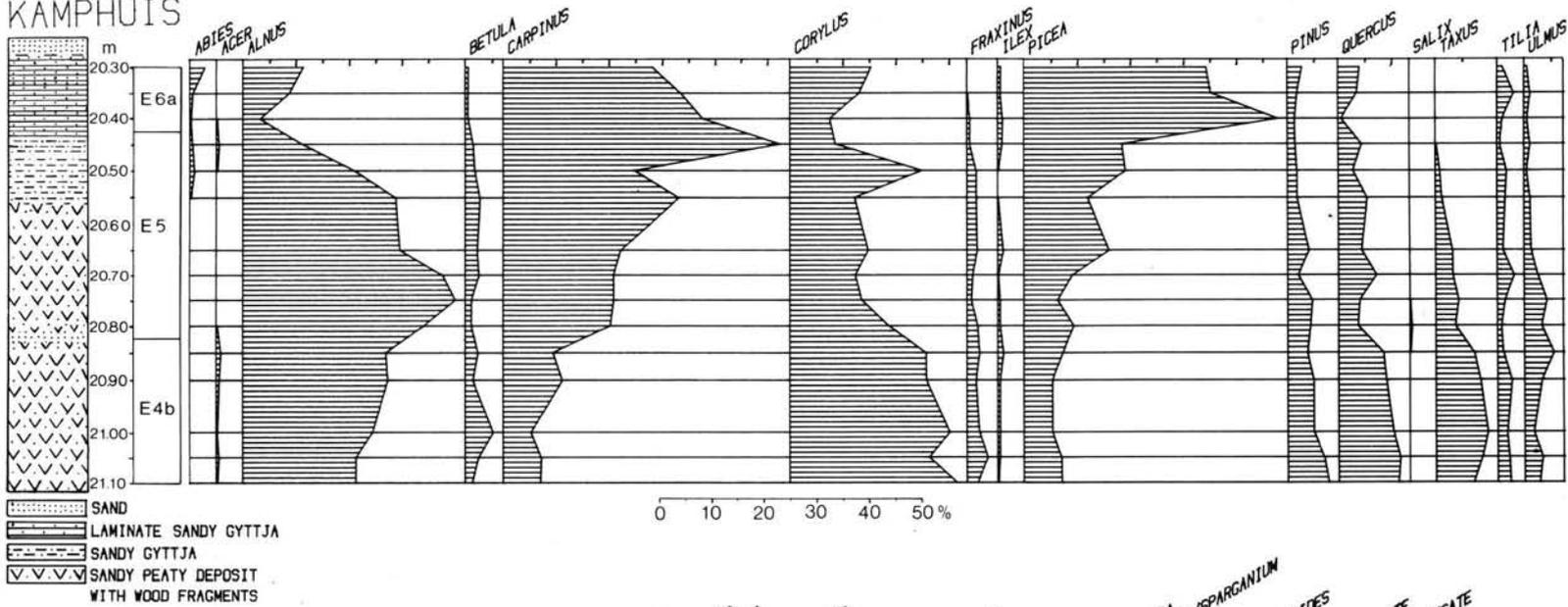
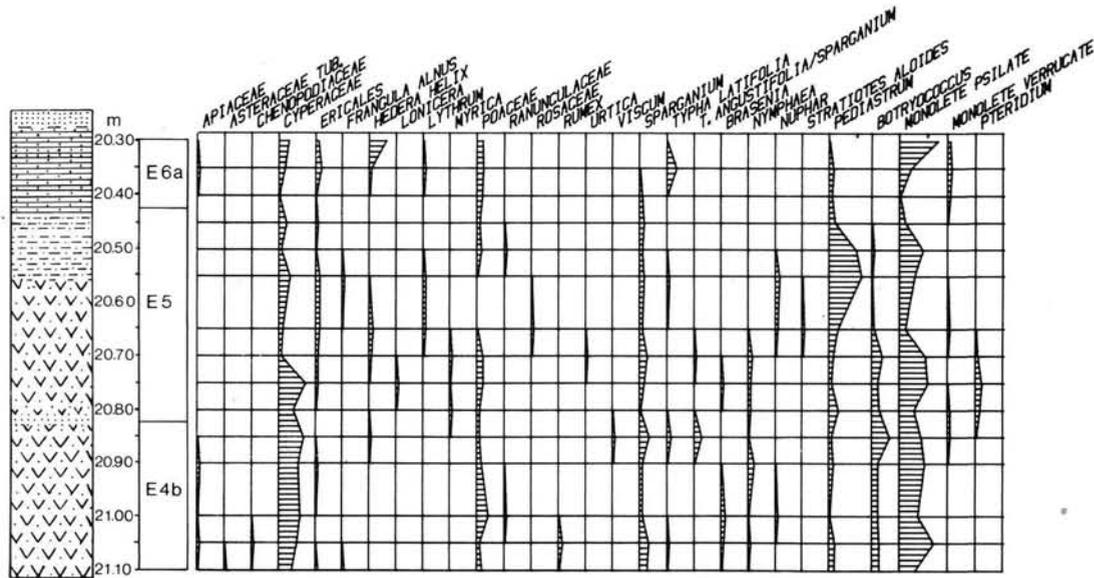


Fig. 13: Pollen diagram of lowest organic bed in boring Kamphuis (160).



Tab. 1: Characteristics of lithostratigraphic units in the valley fill. Unit numbers starting with B: Beverborg section only; numbers starting with T: Tilligte section. — = absent, + = present in minor amounts, ++ = abundant.

Unit Name or Number	Lithology Description					
	size	Sand characteristics other	colour	loam/ clay beds	peat/ gyttja beds	carbonate
Singraven formation: T 9, B 9	fine to coarse	humic matter	varying	++	+	—
Lutterzand sands: T 8, B 8	fine to medium	silty, well sorted	light yellow	—	—	—
Holt Sands: T 7, B 7	fine to medium	silty	light grey	+	—	—
Beverborg sands: T 6, B 6	medium, coarse	gravel	light grey	—	—	—
Tilligte Beds T 5, B 5	fine, medium,	intraclasts	dark grey	++	++	++
T 4	coarse	gravel	grey	—	—	++
T 3	fine to medium	silty	greenish grey	++	++	+
T 2	medium, coarse	gravel	greenish grey	—	—	—
T 1	medium	silty	greenish grey	+	—	++
B 4	medium, coarse	gravel, silty	grey	—	—	++
B 3	fine to medium	silty	greenish grey	++	—	+
B 2	medium		greenish grey	—	—	—
B 1	fine to medium	silty, peaty	greenish grey	+	++	—

the development of *Picea* forest cannot be explained satisfactorily at the present state of knowledge.

6. Lithostratigraphical and paleogeographical synthesis

The detailed data of exposures and borehole sections provide considerable detail to the lithostratigraphic subdivision of the upper part of the Twente Formation. Several lithostratigraphic marker horizons can be distinguished:

1) An erosional level at the base of the Tilligte Beds, locally accompanied by coarse sands (B4). This

level also marks another important lithological change, a transition from sediments poor in lime to lime-rich sediments.

- 2) The boundary between the Tilligte Beds and the Beverborg/Holt Sands. Important lithologic changes associated with this boundary are the change from calcareous to non-calcareous sediments, the disappearing of humic beds and the decrease in clay content of the sediments. Usually, this boundary shows erosional features.
- 3) A third, very important lithologic marker is the well known Beuningen Gravel Bed (VAN DER HAMMEN & WIJMSTRA 1971).

CHRONO STRATI GRAPHY	LITHOLOGIC UNITS			LITHOSTRATIGRAPHY			FLUVIAL ACTIVITY	PERIGLACIAL PHENOMENA	
	HOLT, De Poppe	Beverborg	Tilligte	Singraven Formation	Singraven Formation	Singraven Formation			
HOLOCENE		B ₉	T ₉	Singraven Formation	Singraven Formation	Singraven Formation	meandering rivers		
W E I C H S E L I A N	LATE GLACIAL	P ₆	B ₈	T ₈	T W E N T E	Wierden member	Lutterzand sands Holt sands	↓ ↓	small frost cracks
		H ₃	B ₇	T ₇		Lutter Older covers, II zand Older m. covers, I		↑ ↑	mainly eolian processes increasing eolian influence
	H ₁	B ₆	T ₆	F O R M A T I O N	Upper sands	Beverborg sands	↑ ↑	braided rivers	
	M. P. L. E. N.	P ₃	B ₅		T ₅	Mekkelhorst member	Tilligte beds	↓	high sinuosity (and braided?) rivers
	E. P. L.	P ₂	B ₄		T ₄	Dinkel member	Dinkel member	↑ ↑	mainly erosion
	Early Glacial		B ₃	T ₃	Liendert member	Liendert member	↓ ↓	locally marshy conditions	ice wedge casts permafrost
			B ₂	T ₂					
EEMIAN		B ₁	T ₁ (?)	ASTEN FORMATION			locally marshy conditions		
SAALIAN		B ₀	T ₁ (?) T ₀	EINDHOVEN & DRENTHÉ FORMATION			(glacio)fluvial deposition, glaciation		

Fig. 14: Correlation scheme of stratigraphy, fluvial activity and cryogenic processes in the study area. The left part of the lithostratigraphic column according to DOPPERS et al., 1975; middle part according to VAN DER HAMMEN & WIJNSTRA, 1971; right part: present study. ↑ = strong aggradation, ↓ = minor erosion, ↓ ↓ = deep incision.

The former two horizons have not been distinguished as sharply before. The Beuningen Gravel is a significant lithostratigraphic marker and is used insofar as a boundary between two genetically and lithologically different units in the present study. As a consequence, the lithostratigraphic subdivision of VAN DER HAMMEN & WIJNSTRA (1971) has been modified (Fig. 14). As more data are still being collected, only informal names have been assigned to the units for the time being.

The post-Saalian fluvial history started with marshy conditions and the presence of high sinuosity rivers during the Eemian and Early Weichselian. After the Eemian probably a minor erosion phase occurred. The virtually limeless sediments testify of deep decalcification as part of the weathering processes in the drainage basin. Erosion and river downcutting took place during the Lower Pleniglacial. This erosion liberated fresh, not decalcified substratum, which contributed abundant lime to the valley fill. Cryoturbatic deformations indicate the presence of permafrost. Elsewhere ice wedge casts have been found, dating from this period (VANDENBERGHE 1983).

Following this erosion, fluvial aggradation occurred during the Middle Pleniglacial. The channel configura-

tion of the trunk river in the valley remains uncertain, but in the glacial basins sinuous channels may have been present. Pollen data from the Middle Pleniglacial prove the presence of a treeless tundra landscape (VAN DER HAMMEN & WIJNSTRA 1971; ZAGWIJN 1974; KOLSTRUP & WIJNSTRA 1977). Indications for the presence of permafrost have not been found however.

After 27.500 B.P. a marked change in sedimentation style occurred, preceded by minor erosion. Increasing eolian sedimentation and ice wedge casts point to a drier, colder climate with permafrost. The river channels developed a braided pattern. These rivers probably showed arctic nival discharge characteristics. A satisfying explanation for the absence of lime in these sediments has not been found yet. At the top of the Beverborg/Holt Sands, large involutions indicate degradation of the permafrost (VANDENBERGHE 1983). These involutions have been cut off at their top by the Beuningen Gravel Bed, which represents another phase of erosion. Deflation by wind action has played an important role in this erosion (ZAGWIJN & PAEPE 1968). Eolian sedimentation dominated afterwards throughout the whole valley during the last part of the Upper Pleniglacial.

The Late Glacial deposits show a restoration of the fluvial activity while eolian sedimentation remained important locally until the Holocene. Gully incision and sedimentation of sands and clays with organic matter took place. This activity continued into the Holocene, with several phases of incision and infilling (VAN DER HAMMEN & WIJMSTRA 1971).

7. Acknowledgements

Prof. Dr. T. VAN DER HAMMEN is thanked for critically reading the manuscript. We are indebted to Mr. M. DE BAKKER, Mr. J. R. MIDDELBURG, Mr. C. A. PEETERS and Mr. P. THOMAS for their assistance during the field work, and to the landowners who granted us permission to enter their property. Thanks are due also to Mr. H. A. SION and Mr. C. VAN DE BLIEK for preparing the drawings and photo, and to Mr. M. KONERT, Mr. R. VAN ELSAS and Mrs. M. J. BOONE for the granulometric analysis.

8. References

- AELMANS, F. G. (1974): Grondwaterkaart van Nederland, Geohydrologische toelichting bij kaartbladen 28 oost Almelo, 29 Denekamp, 34 oost Enschede en 35 Glanerbrug. — 47 p; Delft (Dienst Grondwaterverkenning TNO).
- ANDERSEN, S. T. (1964): Interglacial plant successions in the light of environmental changes. — Rep. VIth Int. Congr. on Quaternary, Warsaw. II paleobotanical section: 359—368; Warsaw.
- BRYANT, I. D. (1983): The utilization of arctic river analogue studies in the interpretation of periglacial river sediments from southern Britain. — In: K. J. GREGORY (ed.): Background to Paleohydrology: 413—431; London (John Wiley & Sons Ltd.).
- DE GANS, W. (1981): The Drentsche Aa valley system. — Thesis, Free University: 132 p; Amsterdam.
- DOPPERT, J. W. C., RUEGG, G. H. J., VAN STAALDUINEN, C. J., ZAGWIJN, W. H. & ZANDSTRA, J. G. (1975): Formaties van het Kwartair en Boven-Tertiair in Nederland. — In: W. H. ZAGWIJN & C. J. VAN STAALDUINEN (eds.): Toelichting bij geologische overzichtskaarten van Nederland: 11—56; Haarlem (Rijks Geologische Dienst).
- GRAHLE, H.-O. 1960: Pleistozän. — In: H.-O. GRAHLE (ed): Zur Geologie des Emslandes. — Beih. Geol. Jb., 37: 171—207; Hannover.
- IVERSEN, J. (1944): *Viscum*, *Hedera* and *Ilex* as climate indicators. — Geol. Foren. Forhandl., 66: 463—483; Stockholm.
- JACKSON, II, R. G. (1978): Preliminary evaluation of lithofacies models for meandering alluvial streams. — In: A. D. MIALI (ed.): Fluvial Sedimentology. — Can. Soc. of Petrol. Geol. Memoir, 5: 543—567; Calgary.
- KLEINSMAN, W. B., DE LANGE, G. W., MAARLEVELD, G. C. J. A. M. TEN CATE (1978): Geomorfologische kaart van Nederland 1: 50,000, blad 28 en blad 29 Almelo/Denekamp. — Wageningen/Haarlem (Stichting v. Bodemkartering & Rijks Geologische Dienst).
- KOLSTRUP, E. & WIJMSTRA, T. A. (1977): A palynological investigation of the Moershofd, Hengelo and Denekamp interstadials in the Netherlands. — Geol. Mijnb., 56: 85—102; Den Haag.
- MIALI, A. D. (1977): A review of the braided river depositional environment. — Earth Sci. Rev., 13: 1—62; Amsterdam.
- MÜCHER, H. J. (1973): Enkele aspecten van de loess en zijn noordelijke begrenzing, in het bijzonder in Belgisch en Nederlands Limburg, en in het daaraangrenzende gebied in Duitsland. — Geogr. Tijdschr., VII (4): 259—276; Amsterdam.
- RUEGG, G. H. J. (1981): Sedimentary features and grainsize of glaciofluvial and periglacial Pleistocene deposits in the Netherlands and adjacent parts of Western Germany. — Verh. Naturwiss. Ver. Hamburg, (N.F.) 24 (2): 133—154; Hamburg.
- SCHWAN, J. (1985): The origin of horizontal alternating bedding in Weichselian aeolian sands in Northwestern Europe. — Sedim. Geol. — [In press].
- TER WEE, M. W. (1966): Toelichting bij de geologische kaart van Nederland 1: 50,000, Blad Steenwijk Oost (160). — 160 p; Haarlem (Geologische Stichting).
- VANDENBERGHE, J. (1977): Geomorfologie van de Zuiderkampen. — Verh. Kon. Acad. Wetensch. Lett. en Schone Kunsten v. Belgie, Kl. Wetensch., XXXIX-140: 166 p.; Brussel.
- (1981): Weichselian stratigraphy in the southern Netherlands and northern Belgium. — Quat. Studies in Poland, 3: 111—118; Warsaw.
- (1983): Some periglacial phenomena and their stratigraphical position in Weichselian deposits in the Netherlands. — Polarforschung, 53 (2): 97—107; Münster.
- (1985): Paleoenvironment and stratigraphy during the Last Glacial in the Belgian-Dutch border region. — Quat. Res., 24: 23—38; New York.
- & GULLENTOPS, F. (1977): Contribution to the stratigraphy of the Weichsel Pleniglacial in the Belgian cover-sand area. — Geol. Mijnb., 56: 123—128; Den Haag.
- & KROOK, L. (1981): Stratigraphy and genesis of Pleistocene deposits at Alphen (southern Netherlands). — Geol. Mijnb., 60: 417—426; Den Haag.
- , PARIS, P., KASSE, C., GOUMAN, M. & BEYENS, L. (1984): Paleomorphological and -botanical evolution of small lowland valleys — a case study of the Mark valley in the northern Belgium. — Catena, 11 (2/3): 229—238; Cremlingen-Destedt, W. Germany.

- VAN DEN BERGHE, J. & BOHNCKE, S. (1985): The Weichselian Late Glacial in a small lowland valley (Mark river, Belgium and The Netherlands). — *Bull. Assoc. Fr. Etude Quat.* — [In press].
- VAN DEN TOORN, J. C. (1967): Toelichting bij de geologische kaart van Nederland 1: 50,000, blad Venlo West (52 W). — 163 p; Haarlem (Geologische Stichting).
- VAN DER HAMMEN, T. (1951): Late-Glacial flora and periglacial phenomena in the Netherlands. — *Leidse Geol. Meded.*, **XVII**: 71—183; Leiden.
- , MAARLEVELD, G. C., VOGEL, J. C. & ZAGWIJN, W. H. (1967): Stratigraphy, climatic succession and radiocarbon dating of the Last Glacial in the Netherlands. — *Geol. Mijnb.*, **46**: 79—95; Den Haag.
- & WIJNSTRA, T. A. (eds.) (1971): The Upper Quaternary of the Dinkel valley. — *Meded. Rijks Geol. Dienst N. S.*, **22**: 55—214; Maastricht.
- VAN GEEL, B., KLINK, A. G., PALS, J. P. & WIEGERS, J. (1985): An Upper Eemian lake deposit from Twente, eastern Netherlands. — *Rev. Palaeobot. Palynol.* — [In press].
- VAN HUISSTEDEN, J., VAN DER VALK, L. & VANDENBERGHE, J. (1985): Geomorphological evolution of a lowland valley system during the Weichselian. — *Earth Surf. Proc. & Landf.* — [In press].
- VINK, A. P. A. & SEVINK, J. (1971): Soils and paleosols in the Lutterzand. — In: T. VAN DER HAMMEN & WIJNSTRA (eds): The Upper Quaternary of the Dinkel Valley. — *Meded. Rijks Geol. Dienst N. S.*, **22**: 165—186; Maastricht.
- VISHER, G. S. (1969): Grainsize distributions and depositional processes. — *J. Sediment. Petr.*, **39** (3): 1074—1106; Tulsa, Okl., U.S.A.
- WIJNSTRA, T. A. & SCHREVE-BRINKMAN (1971): The Lutterzand section. — In: T. VAN DER HAMMEN & T. A. WIJNSTRA (eds.): The Upper Quaternary of the Dinkel valley. — *Meded. Rijks Geol. Dienst N. S.*, **22**: 87—100; Maastricht.
- ZAGWIJN, W. H. (1961): Vegetation, climate and radiocarbon datings in the Late Pleistocene of the Netherlands. Part I: Eemian and Early Weichselian. — *Meded. Geol. Stichting N. S.*, **14**: 15—45; Maastricht.
- (1974): Vegetation, climate and radiocarbon datings in the Late Pleistocene of the Netherlands. Part II: Middle Weichselian. — *Meded. Rijks Geol. Dienst N. S.*, **25** (3): 101—110; Maastricht.
- (1983): Sea-level changes in the Netherlands during the Eemian. — *Geol. Mijnb.*, **62**: 437—450; Den Haag.
- & PAEPE, R. (1968): Die Stratigraphie der Weichselzeitlichen Ablagerungen der Niederlande und Belgiens. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **19**: 129—146; Öhringen.

Steinsohlen — ihre Genese und Altersstellung nach neueren Forschungsbefunden

HANS-HEINRICH MEYER *)

Weichselian, stone pavements, genesis, wind erosion, sheet wash (ablation),
cryoturbation, frost splitting, solifluction, chemical-biological weathering

Northwest German Lowland (Geest regions)

Kurzfassung: Entstehung und Altersstellung fossiler Steinsohlen im nordwestdeutschen Altmoränengebiet werden diskutiert und die bisherigen Deutungen teilweise modifiziert und erweitert.

Steinsohlen wurden durch selektive Prozesse gebildet. Die wichtigsten waren flächenhaft wirksame Vorgänge wie Deflation und flächenhafte Abspülung („Abluation“); weiterhin von Bedeutung waren Prozesse der Kryodynamik (Aufrieren von Grobkomponenten) sowie die Destruktion von Steinen durch Frostsprengung, durch chemisch-biologische Verwitterung und durch gewisse anthropogene Effekte.

Alle diese Formungsprozesse wirkten in Abhängigkeit von den standörtlich unterschiedlichen Milieubedingungen und der paläoklimatischen Entwicklung in standörtlich wie zeitlich verschiedener Intensität, Kombination und über unterschiedliche Dauer. Die Bildung von Steinsohlen erweist sich damit als ein poly- bzw. heterogenetischer, heterochroner und, standortabhängig, auch als ein multizyklischer Vorgang.

Wegen ihres geringen prozeßspezifischen Habitus sind Steinsohlen nur mit großen Einschränkungen als Milieu- und Prozeßindikatoren verwendbar.

[Stone Pavements — their Genesis and Age according
to more recent Results of Research]

Abstract: The modes of genesis and the age of fossile stone pavements, which can frequently be found in the northwest German 'Altmoränengebiet', are discussed and partly revised.

Stone pavements must be referred to processes selective in origin. The most important were denudational processes like deflation and sheet wash ("ablation"); furthermore processes of cryodynamics (upfreezing of coarse components) and the destruction of stones by frost-splitting, chemical-biological weathering and human impact were of importance.

*) Anschrift des Verfassers: Dr. H.-H. MEYER, Geographisches Institut der Universität Hannover, Schneiderberg 50, D — 3000 Hannover.

All these processes worked in varying intensity, combination and continuance dependent on locally different environmental conditions as well as the evolution of the palaeoclimate: the formation of stone pavements can be described as a poly-/heterogenetical, heterochronical and (locally) as a multicyclical process.

Stone pavements can only restrictedly be used as milieu and process indicators because of their weakly developed process specific habitus.

During the extreme cold-periods of the Weichselian (Lower and Upper Pleniglacial), in which deflation prevailed under arid conditions, stone pavements were even formed in lower lying places (cold desert environment). In times of more humid cold-periods (Early Glacial; Middle Pleniglacial) the formation of pavements (mainly by deflation and sheet wash) only continued on slopes and hill tops, while in wetter and more sheltered low-lying places (accumulation sites) the pavements were inactivated and suffered fossilization. At the end of the Weichselian and the beginning of the Holocene the natural formation of stone pavements ceased by and large as the result of rapid amelioration of the climate and the spreading out of a dense vegetation cover. During the Holocene pavements were affected by some human modifications that continued up to (sub-)recent times.

1. Einleitung

Ein auffälliges Strukturelement in den norddeutschen Moränengebieten, das meist in Verbindung mit oberflächennahen periglaziären Deckschichten auftritt, sind die sog. Steinsohlen. Steinsohlen finden sich namentlich auf den steinführenden sandigen Oberflächen der Geest (Altmoränenlandschaft); in schwächerer Ausbildung und geringerer Verbreitung sind sie aber auch in den Jungmoränengebieten anzutreffen. In der Regel fehlen sie auf der Oberfläche postglazialer Schichten.

Gemeinsam ist allen Steinsohlen eine im wesentlichen lagebeständige, perlenschneurartige

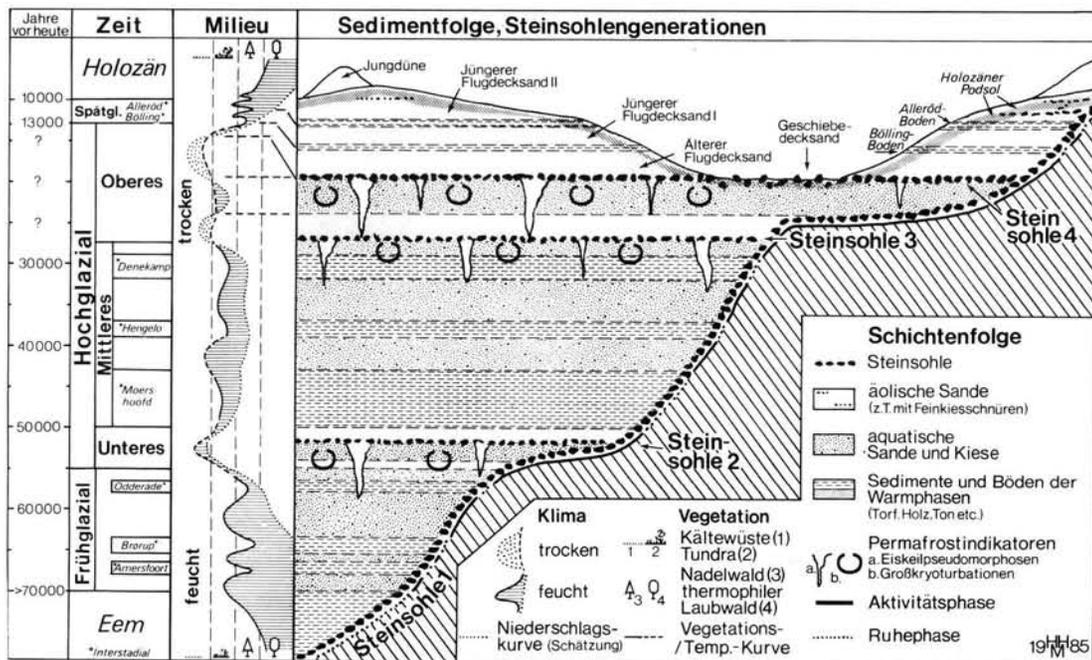


Abb. 1: Gliederung der Weichselkaltzeit. Milieubedingungen, Sedimentfolge und Steinsohlengenerationen.

Die Schichtmächtigkeiten spiegeln nicht die wahren Mächtigkeiten wider!

(n. VAN DER HAMMEN et al. 1967; VAN DER HAMMEN & WIJNSTRA (ed.) 1971; KARTE 1981; KOLSTRUP 1980; KOSTER 1980; LIETKE 1981; PAEPE & PISSART 1969; VANDENBERGHE 1983; ZAGWIJN & PAEPE 1968).

Anreicherung von Grobkomponenten („Steinen“), die nicht selten bis zu Kopfgröße erreichen können (vgl. Abb. 1). Steinsohlen unterscheiden sich dadurch von sog. „Steinanreicherungszone“, bei denen sich der Grobmaterialanteil auf eine durchschnittlich 20–80 cm mächtige, meist sandig-anlehmige Zone verteilt („Geschiebedecksand“), die wegen ihrer umstrittenen genetischen Zuordnung hier nicht weiter behandelt werden soll.

Steinsohlen trennen mittels einer markanten Erosionsdiskordanz (Kappungsfläche) unterschiedliche Sedimentschichten: glaziäre und periglaziäre Ablagerungen im Liegenden, wie Grundmoräne, Schmelzwassersedimente, Fließerden etc., von periglaziären Decken im Hangenden, vornehmlich in Form äolischer oder niveoäolischer Sande (Flugdecksande, Altdünen). Steinsohlen dokumentieren folglich ehemalige (periglaziäre) Landoberflächen.

In dieser Eigenschaft haben Steinsohlen über viele Jahrzehnte hinweg ein reges Forschungsinteresse gefunden. In einer großen Zahl von Arbeiten, von denen in den folgenden Kapiteln nur die wichtigsten genannt werden können, fungieren sie einerseits als Milieuidekatoren, d. h. als Indikatoren für bestimmte Klima-, Standort- und Formungsbedingungen, andererseits als chronostratigraphische Leithorizonte,

als „Zeitmarken“, die zur Datierung der von ihnen gebildeten Oberflächen bzw. der sie überlagernden Sedimente herangezogen werden. — Ein gemeinsames und konsensfähiges Grundkonzept lassen allerdings alle diese Arbeiten vermissen.

Die Gründe: 1. wird der Terminus „Steinsohle“ nicht einheitlich definiert bzw. ungenügend vom Begriff der „Steinanreicherungszone“ abgegrenzt (s. o.); 2. werden lokale oder regionale Besonderheiten oftmals verallgemeinert und dadurch überbetont; 3. werden die neueren Erkenntnisse der klimamorphogenetischen/paläoklimatischen Forschungen nicht oder nur unzureichend berücksichtigt (vgl. ROHDENBURG 1971; VAN DER HAMMEN et al. 1967 u. a. m.), wodurch eine mögliche Mehrphasigkeit in der Bildung von Steinsohlen, d. h. ihre Bindung an Klimazyklen, aber auch ihr potentiell polygenetischer Charakter, in vielen Fällen unbeachtet geblieben sind, besonders in den älteren Arbeiten; 4. wird die Bedeutung der räumlich differenzierten Entwicklung von Steinsohlen (paläoökologisch-raumanalytische Betrachtungsweise) vielfach unterschätzt oder auch völlig übersehen.

Eine Neubearbeitung des Steinsohlenproblems, die sich auf den heutigen Forschungs- und Erkenntnisstand stützen kann, ist daher notwendig geworden.

Der vorliegende Aufsatz soll ein erster Schritt auf diesem Wege sein. Er enthält neben einer Bestandsaufnahme der wichtigsten bekannten Fakten, wo es sich als möglich und sinnvoll erwiesen hat, auch Ansätze für eine Neuinterpretation (vgl. a. MEYER 1983; 137ff).

2. Klassifizierung von Steinsohlen nach den wichtigsten Entstehungsprozessen

2.1. Steinsohlen als Resultat selektiver Abtragung (Denudationssteinsohlen)

2.1.1. Steinsohlen und Deflation

Die Beteiligung der flächenhaften Auswehung (Deflation) an der Bildung von Steinsohlen ist seit den Arbeiten von DEWERS (1930; 1934/35; 1941: 200) und DÜCKER (1934) unumstritten und soll hier nicht weiter ausgeführt werden. Fast alle Steinsohlen erweisen sich nämlich mehr oder weniger stark durch Windwirkung beeinflusst. Belege dafür sind: 1. die verbreitete und unmittelbare Überdeckung der Steinsohlen mit äolischen Sedimenten (s. Einleitung!) sowie 2. der meist sehr deutliche Anteil von windgeschliffenen Steinen (Windkanter etc.) (vgl. z. B. DÜCKER 1934; BRAMER 1957/58; NITZ 1965 mit weiterer Literatur).

2.1.2. Steinsohlen und flächenhafte Abspülung

Schwieriger gestaltet sich dagegen der Nachweis der flächenhaften Abspülung („Ablation“, n. LIEDTKE 1981: 156). Man versteht darunter die Einwirkung schichtflutenartig abfließender Schmelzwässer (engl. "sheet wash"), die nach unseren Kenntnissen aus den polaren und subpolaren Gebieten mit einer starken selektiven Abtragung und der oberflächlichen Anreicherung von Steinen verbunden sein kann („Ablationspanzer“). Das Feinmaterial (Sand, Schluff, Ton) wird dabei oft über große Entfernungen abgeführt und in Schwemmfächern bzw. auf Talböden resedimentiert (vgl. BÜDEL 1962: 352; FRENCH 1976: 141f).

In den Geestgebieten Norddeutschlands sind Spuren derartiger Prozesse vor allem in Form sedimentärer Korrelate nachgewiesen (Talsand- und Schwemmfächerschüttungen). Sie lassen erkennen, daß die aquatische Formung an der Morphogenese der Altmoränenlandschaft wesentlichen Anteil gehabt hat (vgl. LIEDTKE 1981: 153ff), wobei anzunehmen ist, daß in diesen Zeiträumen auch die Steinsohlen durch aquatische Prozesse wichtige Formungsimpulse erfahren haben.

Der Nachweis abluarer Überformung ist allerdings wegen der starken äolischen Überprägung (s. o.) in

der Regel nicht eindeutig führbar. Nur selten kommt es vor, daß Steinsohlen kleinräumig in kontinuierlichem Übergang mit abluaren Sedimentdecken wechseln und damit eine mögliche syngenetische Beziehung aufzeigen (vgl. J. HAGEDORN 1964: 169; NEUMEISTER 1971: 46; DE PLOEY 1977: 114).

Insgesamt gesehen wird daher eine quantitative Erfassung des Anteils der Ablation an der Formung von Steinsohlen kaum zu erbringen sein, obwohl, qualitativ, an ihrer Beteiligung wohl kein Zweifel sein kann.

2.2. Steinsohlen als Resultat kryogener Sortierungsprozesse („kryogene“ Steinsohlen)

Ebenfalls schwer abzuschätzen, wenngleich in den heutigen Polar- und Subpolargebieten mit intensivem Frostwechselklima von großer Bedeutung (vgl. CZEPPE 1960; STINGL 1974: 259; SCHUNKE 1975: 20f, 149; FRENCH 1976: 200; VENZKE 1982: 104f), ist die Einflußnahme frostdynamischer Prozesse an der Bildung von Steinsohlen. Wichtig sind in diesem Zusammenhang vor allem die durch den Wechsel von Gefrieren und Auftauen verursachten Sortierungen grober und feiner Komponenten („Auffrieren von Steinen“).

Ihre Beteiligung an der Bildung bzw. Überformung von Steinsohlen in Norddeutschland wird angezeigt: 1. durch die oftmals festzustellende Schichtungslosigkeit ursprünglich geschichteter Sedimente unterhalb der Steinsohle, die in Übereinstimmung mit den Angaben über die Tiefenwirkung der pleistozänen Frostwechselaktivität (MAARLEVELD 1981) bis in eine Tiefe von mehreren Dezimetern reichen kann; 2. durch die Verarmung eben dieser Entmischungszone an Grobkomponenten, die im Extrem bis zur völligen Steinfreiheit führt; 3. durch die mehr oder weniger deutliche Senkrechtstellung der in der Entmischungszone noch verbliebenen Steine (vgl. H. HAGEDORN 1961: 32ff; MEYER 1983: 243 f, mit weiterer Literatur).

Interessant ist weiterhin die Frage, wie viele der in den Geestgebieten verbreiteten kryogenen Steinsohlen als echte *S t r u k t u r b ö d e n* anzusprechen sind. Bekanntlich kommt es bei starkem Frostwechsel auf vegetationsfreien Standorten durch das Zusammenwirken von Auffriervorgängen (Frosthebung) (1.), inselhafter Aufwölbung durchfeuchteten Feinsubstrats beim Gefrieren (2.) und dem dadurch initiierten zentrifugalen Abgleiten der aus den Feinmaterialinseln aufgefrorenen Grobkomponenten entsprechend dem Gefälle der Wölbungsflächen (3.) in den obersten Dezimetern des Bodens zur Trennung von Fein- bzw. Grobmaterial (vgl. STINGL 1974). Das Resultat dieses kryodynamischen Prozeßgefüges sind oberflächliche Steinringe/Steinnetze, die an Hängen infolge gravitativer Einflüsse in Steinstreifen übergehen.

Auch aus Norddeutschland sind vergleichbare (fossilisierte) Strukturen bereits beschrieben worden (DÜCKER 1933, 1934; SCHULZ 1956; J. HAGEDORN 1964; BLUME, HOFFMANN & PACHUR 1979), doch scheinen sie nicht sehr häufig zu sein. Inwieweit sich hierin eine Fundlücke ausdrückt oder eine reale Standortbeschränkung zugrunde liegt (Substratspezifität, s. Kap. 3.3.; vgl. STINGL 1974; GOLDTHWAIT 1976: 33), werden weitere Untersuchungen zeigen müssen.

2.3. Steinsohlen und kaltzeitliches Bodenfließen (Gelisolifluktion)

Das Problem einer Verknüpfung von Steinsohlen mit dem in polaren/subpolaren Gebieten weit verbreiteten Prozeß der Gelisolifluktion ist in der Vergangenheit mehrfach aufgegriffen worden. Anlaß dazu gaben in Hanglage befindliche Steinsohlen, deren Bestandteile auf hangaufwärts gelegene Materialquellen zurückgeführt wurden, was erstmals von DEWERS (1928: 21) u. a. als Folge kaltzeitlichen Bodenfließens gedeutet wurde, ohne jedoch die Einflußnahme dieses Prozesses näher zu spezifizieren (vgl. a. SCHULZ 1956: 18ff; J. HAGEDORN 1964: 168; NITZ 1965: 692; MEYER 1983: 145).

Später hat dann u. a. RICHTER (1951) aufgrund von Einregelungsmessungen in Steinsohlen originale Gelisolifluktionsdecken sehen wollen. Durch zahlreiche Untersuchungen an rezenten Fließerden ist diese Auffassung inzwischen jedoch klar widerlegt worden.

Dagegen sprechen vor allem folgende Argumente: 1. weisen echte Gelisolifluktionsdecken entsprechend ihrem sedimentären Charakter stets eine gewisse Mindestmächtigkeit auf, die in der Größenordnung von einigen Dezimetern liegt; 2. enthalten Gelisolifluktionsdecken fast immer einen recht hohen Feinmaterialanteil, der bei der Fließbewegung zum einen als Gleitmittel dient, zum anderen über die Erhöhung der Frostempfindlichkeit die Effektivität der frostdynamischen Vorgänge steuert ("frost creep"; vgl. WASHBURN 1973 mit weiterer Literatur). Beide Merkmale liegen bei Steinsohlen definitionsgemäß nicht vor. Durch beide Merkmale unterscheiden sich Fließerden in unverändertem (originalem) Zustand eindeutig von den Selektions- bzw. Residualbildungen echter Steinsohlen (MEYER 1983: 46).

Auch die von RICHTER als gelisolifluktionstypisch angesehene Einregelung der Gerölle entsprechend dem Gefälle der Hangoberflächen hat nach neueren Untersuchungen an antarktischen Schuttdecken und Steinpanzern (MIOTKE 1982) als Beweiskriterium für Gelisolifluktionsdecken keine Gültigkeit mehr. Demnach können Deflation und Abspülung sowie die

Eigendynamik von Grobkomponenten aufgrund von Kontraktions- und Expansionsbewegungen des Substrats in Abhängigkeit vom Temperatur- und Feuchtegang, unter dem Einfluß der Schwerkraft, zu vergleichbaren Einregelungsverhältnissen führen.

Unberührt davon bleibt freilich die Möglichkeit, daß Fließerden bei der Bildung von Steinsohlen zumindest als Materialquellen fungiert haben können. Verbunden ist damit die Annahme einer mehr oder weniger vollständigen Abführung des Feinkornanteils (Sand, Schluff, Ton) durch die Mechanismen der selektiven Abtragung (hier vor allem: Abspülung und Deflation), die sowohl syn- als auch postgenetisch erfolgt sein kann. Der eingangs erwähnte Befund von DEWERS (1928: 21) und anderer Autoren (vgl. J. HAGEDORN 1964: 169f; MEYER 1983: 146f) aber auch viele Beobachtungen in den rezenten Polar- und Subpolargebieten bestätigen diese Auffassung (vgl. z. B. MEYER 1980: 399ff).

2.4. Sekundäre Verdichtung von Steinsohlen und ihre Ursachen

Wenig Beachtung bei der genetischen Interpretation von Steinsohlen haben bislang alle jenen vornehmlich physikalisch-mechanischen sowie chemisch-(biologischen) Prozesse gefunden, die gewissermaßen „sekundär“, über den Weg der (selektiven!) Zertrümmerung bzw. Zersetzung von Steinen, zu einer Überprägung, Ausdünnung, zum Teil aber auch zu einer Verdichtung bestehender Steinsohlen beigetragen haben.

Quantitativ-petrographische Analysen lassen die Einflußnahme solcher Prozesse deutlich werden in einer Verschiebung des petrographischen Spektrums zugunsten eines höheren Quarz- und Feuersteinanteils (vgl. GROETZNER 1972: 38; WEISSE 1973: 1135; MEYER 1983: 148f).

Die Erhöhung des Quarzanteils beruht auf der vergleichsweise starken Resistenz dieses Minerals gegenüber den alternierend wirksamen Verwitterungsprozessen der Kongelifraktion (Frostsprengung) und Insolation (Strahlungsverwitterung) im kaltzeitlich-stadialen Klima einerseits bzw. der chemisch-biologischen Verwitterung der Warmphasen andererseits (Warmzeiten, Interstadiale) (vgl. RICHTER 1951: 136ff; J. HAGEDORN 1964: 166; vgl. a. MECKELEIN 1974). Alle diese Vorgänge bewirken beim Quarz über die Zerstörung der weniger resistenten Gesteine und Gesteinskomponenten (Kalkstein, Kristallin etc.) eine relative Anreicherung.

Als Resultat einer absoluten Anreicherung, d. h. einer echten Partikelvermehrung, mit der gleichzeitig eine zunehmende Verringerung der durch-

schnittlichen Partikelgröße einhergeht (vgl. STAPERT 1976: 9), ist die Erhöhung des Feuersteinanteils anzusehen.

Die relativ leichte Spaltbarkeit des Feuersteins, die auf seiner mikrokristallinen Schuppenstruktur beruht (vgl. ROTTLÄNDER 1975: 54), bedingt in Verbindung mit einem hohen Porenwassergehalt (bis zu 3 %; vgl. M. E. SCHULZ 1981: 24) und schlechter Wärmeleitfähigkeit (SHEPERD 1972: 38) eine erhöhte Anfälligkeit besonders gegenüber physikalisch-thermischer Beanspruchung (hier vor allem: Frostsprengung) (vgl. ROTTLÄNDER 1981: 55; M. E. SCHULZ 1981: 25; STAPERT 1976: 19f).

Häufiger Frostwechsel führt auf der Oberfläche des Feuersteins zur Entwicklung von feinen Haarrissen, die sich im Laufe der Zeit zunehmend erweitern. Schließlich zerplatzen die ursprünglich knollenförmigen Feuersteinaggregate zu Bruchstücken mit überwiegend schalen- oder sichelartigen Spaltflächen, die sich oft nur schwer von ähnlichen anthropogen entstandenen Feuersteinabschlägen (A r t e f a k t e) unterscheiden lassen.

Solche bei der Herstellung vorgeschichtlicher Geräte und Werkzeuge angefallenen und unter Anwendung bestimmter Schlag- und Druckverfahren entstandenen Splitter und Kernstücke können mitunter gleichermaßen zu der Überformung von Steinsohlen beigetragen haben (vgl. KERKHOF & MÜLLER-BECK 1969).

Als ein Vorgang, dessen Einflußnahme auf die Verdichtung von Steinsohlen bislang wenig Beachtung gefunden hat und noch unbedingt weiterer Klärung bedarf, sei abschließend die H i t z e s p r e n g u n g erwähnt.

Schon ab Temperaturen von 130° C und selbst bei langsamen Temperatursteigerungen (10° C/std.) bekommt der nordische, graue Feuerstein, der Flint im engeren Sinne, Risse und erhält infolge des Wasserentzugs eine weiße Farbe. Bei stärkerer Beanspruchung kommt es zu Abplatzungen (vgl. Laborexperimente von ROTTLÄNDER & THOMMA 1975: 5; ROTTLÄNDER 1981: 29).

Temperaturen in der genannten Größenordnung (130° C u. mehr) werden in der Natur nur bei unmittelbarer Feuereinwirkung erreicht. Die Erwärmung durch Sonneneinstrahlung (Insolation) reicht dazu in unseren Breiten erfahrungsgemäß nicht aus.

Die wichtigsten Einflußfaktoren sind einerseits Waldbrände, deren Einwirkung auf Steinsohlen sich besonders für die ausgehende Weichsel-Kaltzeit nachweisen läßt, als große Teile des absterbenden spätallerödzeitlichen Kiefernwaldes, z. T. unmittelbar über Steinsohlen, durch Brände vernichtet wurden (MEYER

1983: 131, mit weiterer Literatur), andererseits — als anthropogener Faktor — das „Heidebrennen“.

Das Verfahren des Heidebrennens war auf den ehemals ausgedehnten Heideflächen der Geest, die im Rahmen der sog. „Heidebauernwirtschaft“ zur Futter- und Düngergewinnung und als Weideflächen vielfältig genutzt wurden (vgl. MEYER 1984), Jahrhunderte hindurch und in mehrjährigen Abständen üblich. Der Zweck bestand darin, die verbrauchte Heidenarbe zu regenerieren.

Dabei kam es zwangsläufig auch zur Beeinflussung der Steinsohlen, sei es durch zerspringende Feuersteine, wie sie WICKE (1867: 33) in einer zeitgenössischen Arbeit beschreibt, oder aber in Form der oben geschilderten strukturellen und farblichen Veränderungen von Flint. In oberflächennahen Steinsohlen, die früher nachweislich von Heide bedeckt waren, sind derartige thermisch beeinflusste („getemperte“) Feuersteine daher überdurchschnittlich häufig (unveröff. Unters. d. Verf. im Dümmer-Gebiet).

3. Steinsohlen und ihr Bildungsmilieu

Die Problematik der Entstehung „fossiler“ Steinsohlen schließt neben der Frage nach den Entstehungsprozessen auch die Frage nach den Entstehungsbedingungen, nach dem „paläoökologischen Bildungsmilieu“, ein.

Eine solche „Milieuanalyse“ ist allerdings nur innerhalb enger Grenzen möglich, die sich in erster Linie aus dem wenig prozeßspezifischen Habitus der Steinsohlen ergeben, d. h. aus dem Sachverhalt, daß Steinsohlen gleicher äußerlicher Ausbildung generell durch verschiedenartige Prozesse und damit in gewissem Umfang auch durch verschiedene Milieubedingungen entstanden sein können, ohne daß sich diese in spezifischen Strukturen oder Formen niederschlagen (Windkanter etc.; s. Kapitel 2.1.1.); m. a. W.: Steinsohlen eignen sich nur sehr begrenzt als Milieu- und Prozeßindikatoren.

Um so stärker muß sich eine Milieuanalyse auf aktualistische Vergleiche stützen, wengleich die bei dieser Methode gewonnenen Erkenntnisse ebenfalls nicht ohne Einschränkungen, die sich vor allem auf Unterschiede im Strahlungsklima beziehen (Sonnenstand, Jahresgang der Sonne; vgl. BÜDEL 1959), auf die fossilen Altformen übertragen werden können.

3.1. Deflationssteinsohlen (vgl. Taf. 1, Fig. 1 u. 3)

Deflationssteinsohlen werden rezent unter einem breiten Spektrum klimatischer Bedingungen gebildet.

Abgesehen von den subtropischen Wärmewüsten, die hier nicht näher betrachtet werden sollen, liegen ihre Verbreitungsschwerpunkte vor allem in den Kältegebieten der Erde und dort sowohl in den extrem-trockenen Kältewüsten der Antarktis und kanadischen Arktis als auch in der niederschlagsreichen atlantischen Arktis und Subarktis (z. B. Spitzbergen, Island). Die geringe Klimaspezifität von Deflationssteinsohlen wird darin ebenso deutlich, wie die Tatsache, daß unterschiedliche Klimate durch Konvergenzeffekte zu gleichen Prozessen und Erscheinungen führen (hier: Steinsohlen).

Dennoch müssen zu ihrer Bildung in allen genannten Klimaregionen gewisse ökologische Grundvoraussetzungen erfüllt sein. Als solche haben sich erwiesen: 1. vegetationsarmes oder -freies Gelände, auf dem die windbremsende und bodenstabilisierende Funktion der Pflanzendecke so wenig wie möglich zum Tragen kommt; 2. zeitweilige Bodentrockenheit, die sowohl durch geringe Niederschlagssummen pro Jahr, durch hohe Niederschlagssaisonalität (Trockenphasen), durch hohe Verdunstung (sommerliches Strahlungsmaximum) als auch durch eine lange winterliche Frostperiode verursacht sein kann (Bindung der Niederschläge in Form von Eis!), wobei die genannten Bedingungen sich zum Teil gegenseitig ergänzen bzw. ersetzen (was die geringe Klimaspezifität der Deflationssteinsohlen erklärt!); 3. verwehungs-fähiges und -anfälliges Material (Sand, Schluff); 4. gelegentliche oder regelmäßige Starkwinde (vgl. COOKE 1970; WASHBURN 1973; BIRD 1974; PEWE 1974; SCHUNKE 1975: 148ff; FRENCH 1976).

Unter Berücksichtigung der vorstehend genannten Faktoren dürfte das optimale Bildungsmilieu der fossilen Deflationssteinsohlen in den Altmoränengebieten den kaltzeitlichen Frostscht-Tundrenphasen zuzuordnen sein. Dies wird durch syngenetische Vorkommen von Permafrostindikatoren (Eiskeilpseudomorphosen) bzw. kryoturbaten Frostbodenstrukturen (Taschenböden, Tropfenböden etc.) unterstrichen (vgl. MEYER 1983: 142ff).

Als Phasen starker äolischer Formungsdynamik haben sich insbesondere die extremen Kältephasen der letzten Kaltzeit erwiesen, die zugleich sehr trocken gewesen sein müssen: Unteres und Oberes Pleniglazial (vgl. Abb. 1; MEYER 1983: 121, mit weiterer Literatur).

Weite Flächen der Geest müssen damals unter dem Einfluß von Frosttrocknis und Niederschlagsarmut Vegetationslücken aufgewiesen haben („Kältewüste“; vgl. VAN DER HAMMEN & WIJMSTRA 1971: 202ff). Die Böden waren über viele Monate im Jahr oberflächlich ausgetrocknet und das tiefere Bodenwasser in Form von Permafrost gebunden, wodurch selbst in

den Niederungen Auswehung möglich wurde, wie Steinsohlenhorizonte, die in die dortigen Sedimentserien eingeschaltet sind, dokumentieren (s. Kap. 4, Abb. 1).

Darüber hinaus sind die Bedingungen für eine Überprägung bzw. Neubildung von Steinsohlen durch Deflation auch in den feuchteren Klimabschnitten der Kaltzeiten grundsätzlich vorhanden gewesen.

Jüngere paläoökologische Arbeiten belegen für den Zeitraum des Mittleren Hochglazials (vgl. Abb. 1; „Mittelwürm“ n. LIEDTKE 1981) mehrere ausgeprägte Frostscht-Tundrenphasen (vgl. LIEDTKE 1981: 163), die sich aus oben genannten Gründen als Phasen saisonaler Deflation ausweisen (sommerliche und winterliche Trockenperioden bei lückenhafter Vegetation). Dies wird durch die korrelierten (wenngleich in ihrer Mächtigkeit und Ausdehnung sehr eingeschränkten!) Lössserien des Mittelwürms im niedersächsischen Bergland bestätigt (vgl. z. B. WALTHER & BROSCHE 1982: 122f).

Voll wirksam werden konnte die Deflation in diesen niederschlagsreicheren Zeiträumen allerdings nur auf den hochgelegenen, sandigen End- und Grundmoränengebieten, die aufgrund ihrer Exposition und Bodentrockenheit wahrscheinlich von größeren Barflächen eingenommen wurden, während in den Niederungen (Talsandplatten, Flußtäler) aus nachstehend aufgeführten Gründen die sedimentäre Morphodynamik vorherrschend war, wie mächtige aquatische, zum geringeren Teil auch äolische Sedimente aus diesen Zeiträumen belegen (vgl. VAN DER HAMMEN & WIJMSTRA 1971; Abb. 1).

Die Gründe im einzelnen: 1. die ganzjährig hohe Bodenfeuchtigkeit der Niederungsgebiete, die als Folge des hohen Grundwasserspiegels, des Zuflusses von Oberflächenwasser und des Wasserstaus über dem Frostboden anzusehen ist; 2. die wegen der günstigen Wasser- und Nährstoffversorgung wahrscheinlich höher entwickelte und dichtere Vegetation (Gras- und Strauchtundra statt Frostscht-Tundra).

Beide Faktoren waren es, die die Ausblasung in den Niederungsgebieten zwangsläufig auf die sehr kalten und trockenen Klimaabschnitte der Kältewüste (s. o.) beschränkten.

3.2. Ablationssteinsohlen

Mehr noch als die durch Deflation geschaffenen Steinsohlen sind die Ablationssteinsohlen Formen des periglaziären Milieus. Im Gegensatz zur Deflation erreicht die flächenhafte Abspülung rezent allerdings ihre optimalen Bedingungen nicht in den trockenen

Kältewüsten der Erde, wo derartige Prozesse zurücktreten oder sogar völlig bedeutungslos sind (vgl. MIOTKE 1982; MECKELEIN 1974), sondern verständlicherweise in den ozeanischen (niederschlagsreichen) Regionen der Arktis und Subarktis.

Die hohe Leistungsfähigkeit der Abspülung in diesen Gebieten hat folgende Gründe (vgl. SCHUNKE 1975: 170ff; BÜDEL 1962): 1. erfolgt während der winterlichen Frostperiode eine Magazinierung des (reichlichen) Niederschlags in Form von Schnee oder Bodeneis, die dann im Frühjahr während der Schmelzperiode innerhalb weniger Tage bis Wochen schubartig als Oberflächenwasser freigesetzt werden; 2. wird durch den tiefgründigen Frostboden ein Versickern eben dieses Oberflächenwassers saisonal oder auch ganzjährig (Permafrost) verhindert und dadurch ein Formungseffekt in porösem Substrat überhaupt erst ermöglicht; 3. wird durch die allenthalben lückenhafte Vegetation (Frostschutt-, Gras- oder Strauchtundra) die Abtragungsfähigkeit der Bodendecke im Vergleich zu geschlossenen Waldgebieten wesentlich erhöht und gleichzeitig die Voraussetzung zur flächenhaften Abspülung geschaffen, wobei dieser Effekt vor allem auf Hängen mit mäßigem Gefälle (Flachhänge) und einem Wasserspender hangaufwärts (Schneefleck) zum Tragen kommt.

Für die Beteiligung der flächenhaften Abspülung (Ablation) an der Formung der fossilen Steinsohlen in den Geestgebieten ergeben sich damit zwei wichtige Schlußfolgerungen: 1. dürften als prädestinierte Formungszeiträume die feuchtkalten, niederschlagsreichen Tundrenphasen der Kaltzeiten anzusehen sein. Diese Klimaabschnitte sind als Phasen sehr intensiver aquatischer Abtragung bekannt („Aktivitätsphasen“ i. S. v. ROHDENBURG 1971). Nicht zuletzt wegen ihrer langen Dauer von zusammengerechnet einigen zehntausend Jahren haben sie sehr wesentlichen Einfluß auf die Reliefentwicklung Mitteleuropas genommen (vgl. LIEDTKE 1981: 163), was durch die bereits erwähnten syngenetischen Schwemmsedimente in den Niederungen (Talsande, Schwemmfächer), die zum Teil in diese Zeiträume datiert worden sind (insbesondere Teile des Mittelwürms), seine Bestätigung findet. 2. Als prädestinierte Formungsstandorte ablualer Steinsohlen erweisen sich die Gebiete der Hohen Geest (Endmoränen etc.), wo insbesondere Flachhänge und Talmulden, namentlich in Einflußbereichen von Schneeflecken, Abspülungsprozessen ausgesetzt gewesen sein müssen (Schatt- bzw. Leelage).

3.3. Kryogene Steinsohlen (vgl. Taf. 1, Fig. 2)

Rezente kryogene Steinsohlen treten in den heutigen polaren und subpolaren Gebieten in weiter Verbrei-

tung auf. Sie werden in der Literatur gemeinhin als „Steinpflaster“ bezeichnet.

Die Vorkommen dieser Steinpflaster sind durch eine (unerwarteterweise) relativ geringe Klima- und Substratspezifität gekennzeichnet (vgl. z. B. VENZKE 1982: 102ff), wobei allerdings die jeweiligen Klima- und Substratverhältnisse die Ausprägungsschärfe (Reifegrad) nicht unerheblich beeinflussen können.

Wichtig sind in diesem Zusammenhang sowohl die Intensität als auch die Effektivität der Bodenfrostwechsel, die abhängen von der groß- und regional-klimatischen sowie lokalographischen Lage (Frostexposition), von den Korngrößenverhältnissen des Bodens und vom Bodenwassergehalt (Frostanfälligkeit) sowie von der Vegetation (isolierender und substratstabilisierender Faktor!) (vgl. KARTE 1979: 17f). Die Folge: aktive kryogene Steinpflaster sind stets an vegetationsarme bis -freie Standorte gebunden (= „arktische Hammada“ i. S. v. SCHENK 1955). Ihre Ausprägung wird begünstigt in feinmaterialreichem und ausreichend durchfeuchtetem Substrat (FRENCH 1976: 36f; eigene Beobachtungen auf Spitzbergen, unveröff.).

Damit erweist sich auch die Verbreitung kryogen beeinflusster Steinsohlen im norddeutschen Altmoränenengebiet als im wesentlichen an die edaphische Bedingungen gekoppelt. Dies wird am deutlichsten in der auffälligen Häufung derartiger Formen auf bestimmten Lokalitäten, zu denen einerseits die flachkuppigen Grundmoränenplatten, andererseits die Abdachungs- und Fußflächen der Stauchendmoränen gehören, die mit ihren anlehmiigen Geschiebelehm- und Fließerdedecken allgemein prädestinierte Standorte für frostdynamische Prozesse darstellen (vgl. MEYER 1983: 148).

Paläoklimatisch dürften vor allem die feuchteren und gemäßigteren Tundrenphasen mit hoher Frostwechselintensität für die Bildung kryogener Steinsohlen günstig gewesen sein.

4. Das Alter der Steinsohlen (vgl. Abb. 1)

Wie die vorangegangenen Ausführungen gezeigt haben, ist die Bildung von Steinsohlen in den zurückliegenden Periglazialzeiten aus klimatischen Gründen und wegen der geringen Prozeßspezifität wiederholt möglich gewesen. In Abhängigkeit von der zyklischen Morpho-(Kryo-)dynamik („Aktivitäts- bzw. Stabilitätsphasen“ i. S. v. ROHDENBURG 1971) können Steinsohlen mehrfach weitergebildet bzw. neuangelegt worden sein, wobei neben dem klimatischen Einfluß vor allem die Reliefsituation und die dadurch bedingte Standortdifferenzierung (Wasserhaushalt, Vegetation) Steuerungsfaktoren gewesen sind.

Dieses findet seinen Ausdruck in der unterschiedlichen Zahl und im Charakter der Steinsohlen in den Niederungen einerseits bzw. auf den Hochgebieten der Geest andererseits.

In den **Niederungen** (Talsandplatten) sind Steinsohlen während akkumulativer Phasen (feuchtkalte Phasen der Kaltzeiten) von Sedimenten überdeckt und dadurch (endgültig!) fossilisiert worden. Infolge mehrfacher Klimazyklen treten sie in mehreren Generationen auf. Steinsohlen sind hier folglich „heterochron“, dagegen vermutlich nur in geringem Umfang „polygenetisch“: aus der Überlagerung durch äolische bzw. niveoäolische Sedimente darf man schließen, daß es sich im wesentlichen um Deflationssteinsohlen handelt.

Insgesamt sind innerhalb der mächtigen Sedimentserien in den Niederungen — namentlich von niederländischen und belgischen Geologen — **vier separate Steinsohlengenerationen** durch Bohrungen und Aufschlüsse nachgewiesen (vgl. VAN DER HAMMEN et al. 1967; KOLSTRUP 1980; PAEPE & PISSART 1969; VANDENBERGHE 1983; VIERHUFF 1967; ZAGWIJN & PAEPE 1968).

Die älteste („Steinsohle 1“, Abb. 1; vgl. a. NEUMEISTER 1971: 47) ist präweichselzeitlich; die nächstjüngere („Steinsohle 2“) ist etwas älter als 50000 Jahre (= Unteres Hochglazial); die beiden jüngsten (3 und 4) datieren in den Zeitraum von ca. 27000 bis ca. 14000 Jahre vor heute (= Oberes Hochglazial; zum Vergleich: Brandenburger Stadium: ca. 19000 Jahre v. h.; Pommersches Stadium: ca. 15000 Jahre v. h.; vgl. LIEDTKE 1981). Alle weichselzeitlichen Steinsohlen (2—4) dokumentieren die vermutlich kältesten und trockensten Klimaabschnitte dieser Kaltzeit.

Anders liegen die Verhältnisse auf den **Hochgebieten** der Geest. Aufgrund ungünstiger edaphisch-hydrologischer Bedingungen war hier die Denudation über lange Zeiträume vorherrschend. Auf diesen Standorten wurden die Steinsohlen offensichtlich nur kurzzeitig inaktiviert, besonders in den Warmzeiten, z. T. wohl auch in den Interstadialen, als eine geschlossene Vegetationsdecke aus Laub- bzw. Nadelwald auch die höher gelegenen End- und Grundmoränen vor der Abtragung schützte.

Derartige Ruhephasen wurden dann aber immer wieder von Abtragsphasen abgelöst, die dazu führten, daß die dortige oberflächenbildende Steinsohle nach ihrer Inaktivierung (und ggf. Fossilisation) immer wieder aufgedeckt und reaktiviert wurde. Dadurch sind sämtliche Abtragsphasen letztlich in nur einer einzigen Steinsohle repräsentiert. Diese Steinsohle — die Steinsohle im „klassischen“ Sinne — stellt auf den Hochgebieten der Geest das stratigraphische „Normalprofil“ dar (vgl. DEWERS 1934/

35a: 35). Sie läßt sich als „multizyklisch“ charakterisieren, aber auch als „polygenetisch“, weil sie ihre Entstehung in Abhängigkeit von Klimafluktuationen verschiedenartigen Milieu- und Abtragsbedingungen verdankt.

Das Holozän ist für diese Steinsohle als vorübergehende Ruhepause zu sehen, in der neben den erwähnten (sub-)rezenten anthropogenen Effekten biotische Umlagerungen im Boden stattfinden, die bei oberflächennaher Lage der Steinsohle (weniger als 80 cm u. G.) ihre (vorübergehende) Auflösung verursachen (= „biogene Perstruktion“ i. S. v. KOPP & JÄGER 1972; vgl. a. DEWERS 1930).

5. Zusammenfassung

Der seit Jahrzehnten kontrovers diskutierte und nur unbefriedigend gelöste Fragenkreis um die Entstehung und Altersstellung der Steinsohlen in den norddeutschen Geestgebieten wurde einer Neubearbeitung unterzogen. Den Anlaß dazu gaben die in den letzten Jahren beträchtlich erweiterten Erkenntnisse auf den Gebieten der Quartärstratigraphie, der klimagenetischen Geomorphologie, der Paläoökologie und der modernen Periglaziärforschung, die das Problem der Steinsohle heute in einem differenzierteren Licht erscheinen lassen.

Als wichtigste **Ergebnisse** der Untersuchung sind festzuhalten:

1. Die Bildung von Steinsohlen läßt sich auf verschiedenartige Formungsprozesse zurückführen. Sie wirkten in Abhängigkeit von den variierenden standörtlichen Gegebenheiten (Standortmilieu) und der zyklischen Entwicklung des Paläoklimas in standörtlich wie zeitlich unterschiedlicher Intensität, Kombination, aber auch über unterschiedliche Dauer. Wiederholt sind Steinsohlen inaktiviert, fossilisiert, reaktiviert und sogar neuangelegt worden (vgl. Abb. 1). Die Genese von Steinsohlen erweist sich damit als eine **poly- / heterogenetische, heterochrone** und standortabhängig auch als eine **multizyklische** Erscheinung.

2. Die beteiligten Formungsprozesse waren **selektiver** Natur. Als wichtigste sind zu nennen: die Deflation und die flächenhafte Abspülung („Abbluation“), die Kryodynamik (Aufrieren und Sortierung von Steinen als Folge von Frostwechseln) sowie die sekundäre Verdichtung bzw. Veränderung der Steinsohlen durch die Destruktion der Grobkomponenten im Zuge von Frostsprengung, chemisch-biologischer Verwitterung und gewisser anthropogener Effekte.

3. Steinsohlen eignen sich nur begrenzt für die Rekonstruktion paläo-ökologischer bzw. paläo-geomorphodynamischer Zusammenhänge: sie sind nur mit großen Einschränkungen als Milieu- und Prozeßindikatoren verwendbar.

7. Schriftenverzeichnis

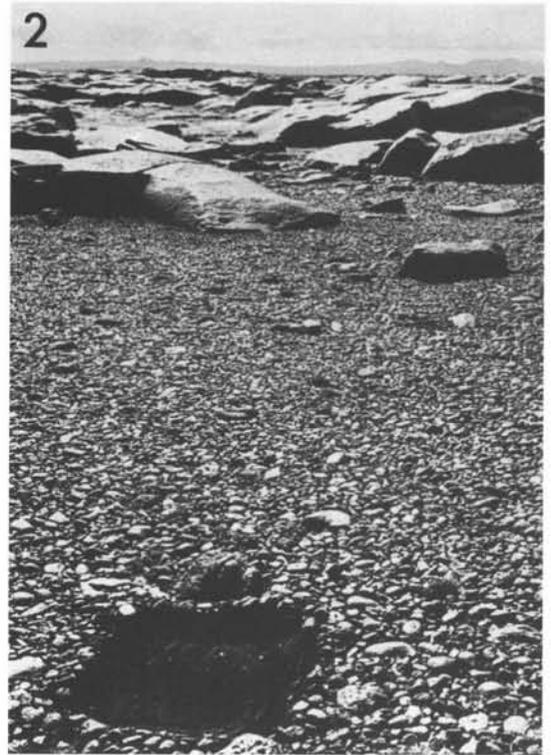
- BIRD, J. B. (1974): Geomorphic processes in the Arctic. — In: BARRY & IVES (Hrsg.): Arctic and Alpine Environments: 703—720; London, Colchester, Beccles.
- BLUME, H.-P., HOFFMANN, R. & PACHUR, H.-J. (1979): Periglaziäre Steinring- und Frostkeilbildungen nordwestdeutscher Parabraunerden. — Z. Geomorph. N. F., Suppl.-Bd. 33: 257—265; Berlin, Stuttgart.
- BRAMER, H. (1957/58): Zur Frage der Windkanter. — Wiss. Z. Univ. Greifswald, VII, math.-nat. R., 3/4: 257—265; Greifswald.
- BÜDEL, J. (1962): Die Abtragungsvorgänge auf Spitzbergen im Umkreis der Barentsinsel. — Verh. Dt. Geogr.-Tag Köln 1961: 337—377; Wiesbaden.
- COOKE, R. U. (1970): Stone pavements in deserts. — Ann. Assoc. American Geographers, 60, 3: 560—578; Lawrence (Kans.).
- CZAJKA, W. (1972): Windschliffe als Landschaftsmerkmal. — Z. Geomorph., 16, 1: 27—54; Berlin, Stuttgart.
- CZEPPE, Z. (1960): Thermic differentiation of the active layer and its influence upon the frost heave in periglacial regions (Spitsbergen). — Bull. de l'Acad. Polonaise des Sciences, Série des Sciences géol. et géogr., 8, 2: 149—152; Varsovie.
- DE PLOEY, J. (1977): Some experimental data on slopewash and wind action with reference to Quaternary morphogenesis in Belgium. — Earth Surface Processes, 2, 2/3: 101—116; London.
- DEWERS, F. (1928): Beiträge zur Kenntnis des Diluviums in der Umgebung des Dümmer Sees. — Abh. Naturwiss. Ver. Bremen, 27: 1—46; Bremen.
- (1930): Studien über die Entstehung des Geschiebedecksandes. — Abh. Naturwiss. Ver. Bremen, 27, 3: 299—330; Bremen.
- (1934/35a): Einige wesentliche Charakterzüge der nordwestdeutschen Diluvialmorphologie. — Abh. Naturwiss. Ver. Bremen, 29, 1/2: 33—47; Bremen.
- (1934/35b): Probleme der Flugsandbildung in Nordwestdeutschland. — Abh. Naturwiss. Ver. Bremen, 29, 3/4: 324—366; Bremen.
- (1941): Das Känozoikum in Niedersachsen. — In Zusammenarb. mit K. GRIPP und F. OVERBECK. Veröff. d. Prov.-Inst. f. Landespl., Landes- und Volkskunde v. Niedersachsen a. d. Univ. Göttingen, AI, 3: 503 S.; Göttingen.
- DÜCKER, A. (1933): „Steinsohle“ oder „Brodelpflaster“? — Zbl. Mineral., Geol., Pal., Abt. B: 264—267; Stuttgart.
- (1934): Die Windkanter des Norddeutschen Diluviums in ihren Beziehungen zu periglazialen Erscheinungen und zum Decksand. — Jb. Preuß. Geol. L.-A., 54: 487—530; Berlin.
- FRENCH, H. M. (1976): The periglacial environment. — 309 S.; London, New York (Longman).
- GOLDTHWAIT, R. P. (1976): Frost sorted patterned ground. — Quaternary Research, 6, 1: 27—35; Seattle.
- GROETZNER, J.-P. (1972): Geschiebeführung und Stratigraphie saaleeiszeitlicher Ablagerungen (Pleistozän) im Südwestteil des Uelzener Beckens (Nordost-Niedersachsen). — Mitt. Geol. Inst. TU Hannover, 11: 76 S.; Hannover.
- HAGEDORN, H. (1961): Morphologische Studien in den Geestgebieten zwischen Untereibe und Unterweser. — Gött. Geogr. Abh., 26: 80 S.; Göttingen.
- HAGEDORN, J. (1964): Geomorphologie des Uelzener Beckens. — Gött. Geogr. Abh., 31: 200 S.; Göttingen.
- HAMMEN, TH. VAN DER, MAARLEVELD, G. C., VOGEL, J. C. & ZAGWIJN, W. H. (1967): Stratigraphy, climatic succession and radiocarbon dating of the Last Glacial in the Netherlands. — Geologie en Mijnbouw, 46, 3: 79—95; s'Gravenhage.
- & WIJNSTRA, T. A. [ed.] (1971): The Upper Quaternary of the Dinkel-Valley. — Mededel. van de Rijks Geol. Dienst, N. S., 22: 55—214; Leiden.
- KARTE, J. (1979): Räumliche Abgrenzung und regionale Differenzierung des Periglaziärs. — Bochumer Geogr. Arb., 35: 211 S.; Paderborn.
- (1981): Zur Rekonstruktion des weichselhochglazialen Dauerfrostbodens im westlichen Mitteleuropa. — Bochumer Geogr. Arb., 40: 59—71; Paderborn.
- KERKHOF, F. & MÜLLER-BECK, H. (1969): Zur bruchmechanischen Deutung der Schlagmarken an Steingeräten. — Glastechnische Berichte, 42, 10: 439—448; Frankfurt (Main).
- KOLSTRUP, E. (1980): Climate and stratigraphy in north-western Europe between 30000 B.P. and 13000 B.P., with special reference to the Netherlands. — Mededel. Rijks Geol. Dienst, 32, 15: 181—253; Leiden.
- KOPP, D. & JÄGER, K.—D. (1972): Das Perstruktions- und Horizontprofil als Trennmerkmal periglaziärer und extraperiglaziärer Oberflächen im nordmitteleuropäischen Tiefland. — Wiss. Z. Univ. Greifswald, XXI, math.-nat. R., 1: 77—84; Greifswald.
- KOSTER, E. A. (1980): De Indeling van het Kwartair van Nederland. — Koninklijk Nederlands Aardrijkskundig Genootschap, Geografisch Tijdschrift, N. R. XIV, 4: 308—323; Groningen.

- LIEDTKE, H. (1981): Die nordischen Vereisungen in Mitteleuropa. — *Forsch. Dt. Landeskunde*, 204 (2. erw. Auflage): 1—307; Trier.
- MAARLEVELD, G. C. (1976): Periglacial phenomena and the mean annual-temperature during the last glacial time in the Netherlands. — *Biuletyn Peryglacialny*, 26: 57—78; Łódź.
- (1981): Summer thaw depths in cold regions and fossil cryoturbation. — *Geologie en Mijnbouw*, 60: 347—352; s'Gravenhage.
- MECKELEIN, W. (1974): Aride Verwitterung in Polargebieten im Vergleich zum subtropischen Wüstengürtel. — *Z. Geomorph., N. F., Suppl.-Bd.* 20: 178—185; Berlin, Stuttgart.
- MEIER, K.-D. (1980): Studien zur Periglazialmorphologie der Varanger-Halbinsel. — Staatsexamensarbeit Geograph. Inst. — Univ. Hannover: 594 S.; Hannover. — [Unveröff.].
- MEYER, H. H. (1983): Untersuchungen zur Landschaftsentwicklung des Stauchendmoränenzuges Kellenberg-Hoher Stühn (Landkreis Diepholz, Rehburger Eisrandlage). — *Jb. Geograph. Ges. Hannover* f. 1983; 271 S.; Hannover.
- (1984): Jungdünen und Wehsande aus historischer Zeit im Gebiet nördlich des Dümmers. — *Oldenburger Jb.*, 84: 403—436; Oldenburg.
- MIOTKE, F.-D. (1982): Hangformen und hangformende Prozesse in Süd-Victoria-Land, Antarktis. — *Polarforschung*, 52, 1/2: 1—41; Münster.
- NEUMEISTER, H. (1971): Jungpleistozäne Decksedimente und Bodenentwicklung in der Umgebung von Leipzig. — *Zprávy Geograf. Ústavu ČSAV*, 8, 6: 23—72; Brno.
- NITZ, B. (1965): Windgeschliffene Geschiebe und Steinsohlen zwischen Fläming und Pommerscher Eisrandlage. — *Geologie*, 14: 686—698; Berlin.
- PAEPE, R. & PISSART, A. (1969): Periglacial structures in the Late-Pleistocene stratigraphy of Belgium. — *Biuletyn Peryglacialny*, 20: 321—336; Łódź.
- PÉWÉ, T. L. (1974): Geomorphic processes in polar deserts. — In: SMILEY, T. L. & ZUMBERGE, J. H. [ed.]: *Polar deserts and modern man*: 33—52; Tucson (Ariz.).
- RICHTER, K. (1951): Die stratigraphische Bewertung periglazialer Umlagerungen im nördlichen Niedersachsen. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 1: 130—142; Öhringen.
- ROHDENBURG, H. (1971): Einführung in die klimagenetische Geomorphologie. — 350 S.; Gießen (Lenz).
- ROTLÄNDER, R. (1975): Some aspects of the patination of flint. — In: 2. Internat. Feuerstein-Symposium, 8.—11. Mai 1975; Maastricht (= *Staringia*, 3: 54—56).
- (1981): Zu einigen Problemen der naturwissenschaftlichen Feuersteinforschung. — In: WEISGERBER, G. et al.: *5000 Jahre Feuersteinbergbau — Die Suche nach dem Stahl der Steinzeit*. — Veröff. Dt. Bergbau-Museum Bochum, 22 (2. verb. u. erg. Aufl.): 27—29; Bochum.
- ROTLÄNDER, R. & THOMMA, M. (1975): Über die Patina-bildung an Silices und verwandte Erscheinungen. — *Inform. blätter Nachbarwiss. Ur- und Frühgeschichte*, 6, Chemie 2: 1—6; Bonn.
- SCHENK, E. (1955): Die Mechanik der periglazialen Strukturböden. — *Abhandl. d. Hess. L.-Amt Bodenforsch.*, 13: 92 S.; Wiesbaden.
- SCHULZ, H. (1956): Der Geschiebedecksand als spätglaziale Wanderschuttdecke im Brandenburgischen Alt- und Jungmoränenengebiet. — *Peterm. Geogr. Mitt.*, 100: 16—28; Gotha.
- SCHULZ, M. E. (1981): Zur Genese und zum Chemismus des Feuersteins. — In: WEISGERBER, G. et al.: *5000 Jahre Feuersteinbergbau — Die Suche nach dem Stahl der Steinzeit*. — Veröff. Dt. Bergbau-Museum Bochum, 22 (2. verb. u. erg. Aufl.): 21—26; Bochum.
- SCHUNKE, E. (1975): Die Periglazialerscheinungen Islands in Abhängigkeit von Klima und Substrat. — *Abh. Akad. Wiss. Gött., math.-phys. Kl.*, 3. Folge, 30: 273 S.; Göttingen.
- SHEPERD, W. (1972): Flint. Its origin, properties and uses. — 255 S.; London (Faber & Faber).
- STAPERT, D. (1976): Some natural surface modifications on flint in the Netherlands. — *Palaeohistoria*, 18: 7—41; Haarlem.
- STINGL, H. (1974): Zur Genese und Entwicklung von Strukturbodenformen. — *Abh. Akad. Wiss. Gött., math.-phys. Kl.*, 3. Folge, 29: 249—262; Göttingen.
- VANDENBERGHE, J. (1983): Some periglacial phenomena and their stratigraphical position in Weichselian deposits in the Netherlands. — *Polarforschung*, 53, 2: 97—107; Münster.
- VENZKE, J.-F. (1982): Geoökologische Charakteristik der wüstenhaften Gebiete Islands. — *Essener Geogr. Arb.*, 3: 206 S.; Paderborn.
- VIERHUFF, H. (1967): Untersuchungen zur Stratigraphie und Genese der Sandlößvorkommen in Niedersachsen. — *Mitt. Geol. Inst. TU Hannover*, 5: 99 S.; Hannover.
- WASHBURN, A. L. (1973): Periglacial processes and environments. — 350 S.; London (Arnold).
- WEISSE, R. (1973): Zur periglaziären Überprägung der nördlichen Altmark. — *Z. geol. Wiss.*, 1: 1123—1139; Berlin.
- WICKE, W. (1867): Die Haide, ihre Bewohner und ihre wirtschaftliche Nutzung. — 43 S.; Göttingen.
- ZAGWIJN, W. H. & PAEPE, R. (1968): Die Stratigraphie der weichselzeitlichen Ablagerungen der Niederlande und Belgiens. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 19: 129—146; Öhringen.

Tafel 1

Tafel 1

- Taf. 1, Fig. 1: Räumliche Verknüpfung von Deflation und Flugdecksandakkumulation in Abhängigkeit von der Vegetationsdifferenzierung. Varanger-Halbinsel, Nordnorwegen.
- Taf. 1, Fig. 2: Rezenter Steinpanzer mit Windkantern (im Hintergrund) im nordöstlichen zentralisländischen Hochland (Mývatnsöraefi). Das Liegende des Steinpanzers ist durch Auffrierprozesse steinfrei geworden: kryogen beeinflusster Deflationspanzer.
- Taf. 1, Fig. 3: Aktiver Steinpanzer (Deflationspanzer) und Deflationsrest einer Lößdecke („Rasenkliff“) auf Laxárdalsheidi (Westisland). Die Grobkomponenten sind Relikte einer ehemaligen Grundmoränenbedeckung.



Ergebnisse paläobotanischer Untersuchungen zur Stratigraphie und Ökologie des Würms im Oberrheingraben zwischen Karlsruhe und Mannheim

MEINRAD KÜTTEL, MANFRED LÖSCHER & ADAM HÖLZER *)

Würmian, peat, gyttja, sand, pollen diagrams, paleoenvironment, peat bogs, lakes, forests, paleoclimate

Upper Rhine Valley, Baden-Württemberg
TK 25: Nr. 6617, 6716, 6717, 6816, 6916

Kurzfassung: Mit paläobotanischen Untersuchungen (Pollen- und Großrestanalysen) am Profil Rösbach, nw Leimen, konnte ein Mittelwürm-Stradial überleitend zu einem föhrenreichen Mittelwürm-Interstadial nachgewiesen werden. Das Interstadial ist am ehesten mit Hengelo zu korrelieren. Die gefundene Verlandungsfolge zeigt einen Wechsel von einem kalkreichen stehenden Gewässer zu einem basenreichen Niedermoor.

In verschiedenen Einzelproben aus 10 bis 34 m Tiefe unter dem Grundwasserspiegel wurden Waldpollenspektren mit hohem Koniferenanteil und geringerem Anteil an Pollen mesophiler Laubhölzer gefunden. Die zeitliche Stellung dieser Einzelproben ist nicht klar. Im Vergleich zur Grande Pile kommen Ende Eem, St. Germain I und St. Germain II in Frage.

[Results of Paleobotanical Investigations on Würmian Stratigraphy and Ecology in the Upper Rhine Valley between Karlsruhe and Mannheim]

Abstract: Paleobotanical investigations (pollen- and macrofossil analysis) of the Rösbach profile, nw Leimen, show a sequence of Middle Würmian stadial leading to Middle Würmian interstadial rich in pine. The interstadial can at best be correlated with the Hengelo-Interstadial. Sediments have been found, showing transition of a hard water pond to a fen rich in bases. Pollen analysis of several single samples from 10 to 34 m below the ground water level, yielded pollen spectra of forests with high amounts of conifers and lower amounts of mesophytic deciduous trees. Concerning the age of this samples, in comparing with the diagram of the Grande Pile, it can be thought of the end of the Eemian, of St. Germain I or of St. Germain II.

1. Forschungsstand

Die quartären Sedimente des nördlichen Oberrheingrabens (Abb. 1) sind durch zahlreiche Bohrungen (Erdöl, Grundwasser, Kies) in ihrem lithologisch-stratigraphischen Aufbau schon seit längerem recht gut bekannt (z. B. BARTZ 1959; SCHNEIDER & SCHNEIDER 1975; ARMBRUSTER et al. 1977 und andere).

In den letzten Jahren wurden zur stratigraphischen Gliederung des relativ leicht zugänglichen Jungpleistozäns des nördlichen Oberrheingrabens hauptsächlich Holzreste, Schneckenschalen und Säugerknochen aus den zahlreichen Kiesgruben, bzw. tieferen Baugruben ausgewertet (LÖSCHER et al. 1980; LÖSCHER, 1981; v. KÖNIGSWALD et al. 1982).

Relativ früh sind auch schon pollenführende Ablagerungen in diesem Gebiet untersucht worden (STARK 1926; FIRBAS 1934; OBERDORFER 1934; ROTHSCCHILD 1936; BAAS 1938), wobei jedoch das Probenmaterial aus Deckschichten auf der eiszeitlichen Niederterrasse bzw. aus der holozänen Rheinaue stammt, also höchstens spätglaziales bzw. holozänes Alter aufweist. Gleiches gilt auch für die Profile von LESSMANN (1983).

Pollenführende Sedimente aus tieferen Lagen und damit älteren Zeitabschnitten (VON DER BRELIE in BARTZ 1976; BARTZ 1982; ferner einzelne Beiträge von SCHEDLER in LÖSCHER et al. 1980, und von SCHLOSS in LÖSCHER et al. 1983) wurden bis jetzt noch nicht so oft untersucht, was sicher damit zusammenhängt, daß die systematische Erschließung der Grundwasservorräte und der Kiesablagerungen verstärkt erst nach dem 2. Weltkrieg einsetzten, andererseits das pollenführende Probenmaterial nie im Verbund, sondern meist nur gestört anfällt.

*) Anschriften der Autoren: Dr. M. KÜTTEL, Jägerweg 16, D—3113 Suderburg. — Dr. M. LÖSCHER, Max-Reger-Weg 3, D—6906 Leimen-St. Ilgen. — Dr. A. HÖLZER, Landessammlungen für Naturkunde, Erbprinzenstraße 13, D—7500 Karlsruhe.

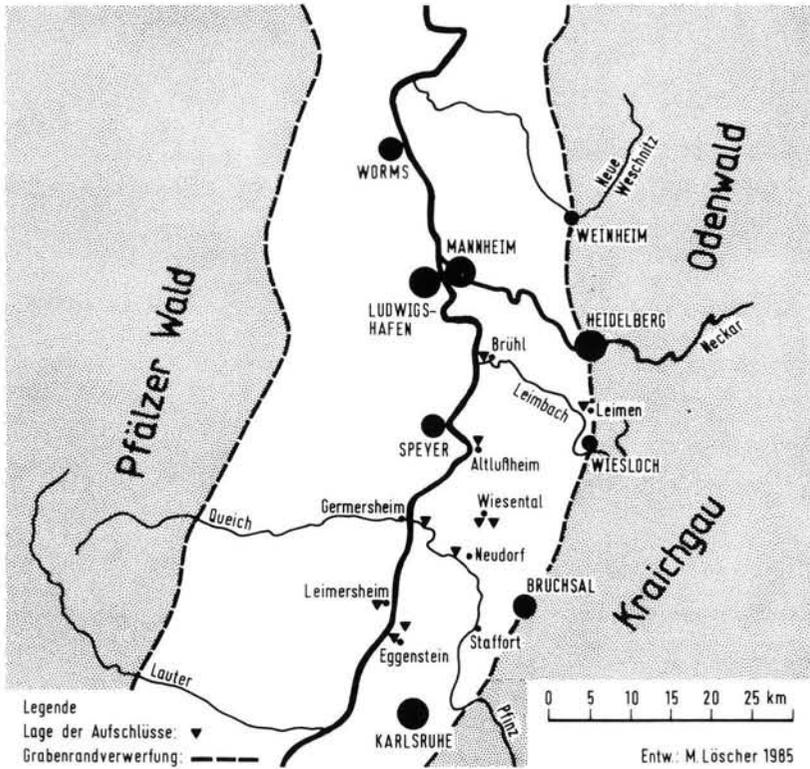


Abb. 1: Geographische Übersicht.

2. Vegetation des Untersuchungsgebietes

Das nördliche Oberrheingebiet ist heute weitgehend Kulturlandschaft. Nach einer Karte der potentiellen natürlichen Vegetation (MÜLLER et al. 1974) würden auf dem Neckarschwemmel Eichen-Hainbuchenschwälder wachsen, sodann auf der Dünenlandschaft südlich von Mannheim ein Buchen-Eichenwald im Kontakt mit Wintergrün-Kiefernwald und entlang des Rheines Eichen-Ulmen- und Silberweiden-Auewald.

3. Stratigraphie

Im Bereich des Neckarschwemmfächers wurde das Jungpleistozän bereits stratigraphisch untergliedert (LÖSCHER et al. 1980; LÖSCHER 1981). Nach jetzigem Stand gilt diese Gliederung, stellvertretend dafür die Kiesgrube Dr. Bauer, 1,5 km südöstlich Wiesenthal (Abb. 2), im Prinzip für den gesamten rechtsrheinischen Teil zwischen Karlsruhe und Darmstadt, allerdings unter Berücksichtigung folgender Tatsachen:

a) Die jungpleistozänen Schichten fallen von W nach E ein, weil der nördliche Rheingraben am Ostrand

stärker absinkt. Linksrheinisch sind die jungquartären Schichten des Rheins stellenweise nur ca. 10 m mächtig, während sie am östlichen Grabenrand stellenweise mindestens 40 m mächtig werden.

b) Im Bereich der Rheinaue wurden die würmeiszeitlichen Kiese — zumindest stellenweise — bis auf mindestens 10 bis 12 m Tiefe unter dem Grundwasserspiegel ausgeräumt und durch holozäne Ablagerungen ersetzt.

c) In der Nähe des Ostrand sind stellenweise tektonisch nicht sehr tief abgesunkene Randschollen nur wenige Meter von quartärem Schotter bedeckt.

Da das Probenmaterial vorwiegend aus dem Bereich unterhalb des Grundwasserspiegels stammt, zeigen die Profile teilweise skizzenhaften Charakter, der allerdings durch ausgiebige Befragung des Kiesgruppenpersonals abgesichert wurde.

Auffallend ist, daß in allen Kiesgruben mit entsprechender Abbautiefe ein Horizont mit zahlreichen Eichenstämmen vorkommt, die folgende Eigenschaften aufweisen:

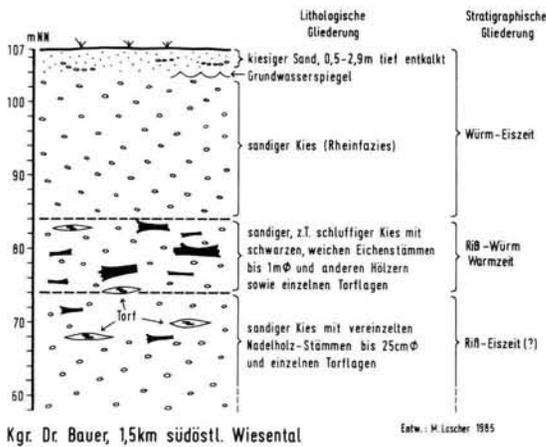


Abb. 2: Die Schichtenfolge in der Kiesgrube Dr. Bauer, se Wiesenthal.

- dunkelbraune bis schwarze Farbe
- sehr weich (sowohl in feuchtem als auch in getrocknetem Zustand)
- Pyritnadeln parallel zu den Leitungsbahnen.

Diese eichenführende Schicht enthält außerdem warmzeitliche Säugerreste und warmzeitliche Konchylien. Sie hat für die stratigraphische Gliederung des Jungquartärs die Funktion eines Leithorizontes. Da sie die erste, eindeutig warmzeitliche Schicht (von oben her betrachtet) ist, wurde sie von LÖSCHER (1981) ins Riss/Würm-Interglazial gestellt. Lithologisch gesehen liegt diese Schicht im unteren Teil des vorwiegend sandig-kiesigen sogenannten „oberen Grundwasserleiters“ und direkt auf dem vorwiegend schluffig-feinsandig sog. „oberen Ton“, soweit dieser überhaupt vorhanden ist.

In diesem Zusammenhang sei daran erinnert, daß BARTZ (1959) und andere bisher den gesamten „oberen Grundwasserleiter“ in die Würmkaltzeit und den „oberen Ton“ in das Riss/Würm-Interglazial gestellt haben.

Während über die Fauna und Flora des Riss/Würm-Interglazials im nördlichen Oberrheingraben — trotz der nicht gerade idealen Abbauverhältnisse unter dem Grundwasserspiegel — einige konkrete Aussagen möglich sind, ist das Altwürm bis jetzt nicht gut faßbar.

Dafür konnten die Fauna und vor allem die Flora des Mittelwürms durch zahlreiche ^{14}C -datierte Holzreste wieder recht gut rekonstruiert werden (LÖSCHER et al. 1983), weil diese Schichten vor allem im Neckar-

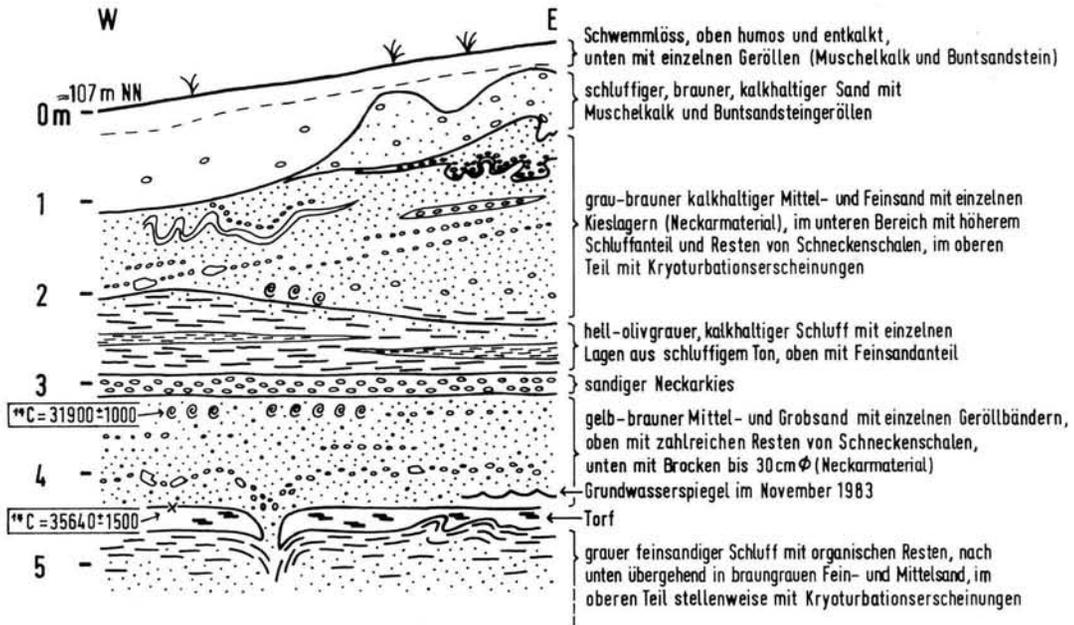
schwemmfächer über oder nur knapp unter dem Grundwasserspiegel liegen. In der Kiesgrube Heckmann, nordwestlich Mannheim-Wallstadt, ergab sich nach Makroresten folgende Gliederung:

- vor ca. 54000—ca. 42500 J. v. h. ein Nadelmischwald (44 % Kiefern, 41 % Fichte und 12 % Tanne und ca. 4,5 % Laubbäume mit einigen thermophilen Elementen).
- von ca. 42500—ca. 27000 J. v. h. ein fast reiner Kiefernwald.
- für die Zeit von ca. 27000—ca. 11000 J. v. h. liegen bis jetzt aus dem nördlichen Oberrheingraben keine Holzreste vor. Dies dürfte für einige Abschnitte des Spätglazials (speziell Bölling und Alleröd) auf Fundlücken zurückzuführen sein. Zu beachten ist, daß die Altersangaben auf ^{14}C -Datierungen beruhen, die im Altersbereich vor etwa 40000 Jahren mit einer gewissen Unsicherheit behaftet sind.

4. Neue Untersuchungen

4.1. Herkunft der Proben

Die Einzelproben (Aufschlüsselung der Lokalitätennummer im Diagramm, Abb. 7, s. Tabelle 1) stammen aus dem Liegendeil des „oberen Grundwasserleiters“. Wegen des Nassbaggerei-Verfahrens ist es im Einzelfall nicht möglich, mit genügender Sicherheit festzustellen, ob diese Proben aus dem eichenholzführenden Horizont stammen oder direkt darüber. Das bedeutet aber auch, daß die stratigraphische Zuordnung dieser Einzelproben aus lithologischer Sicht nicht genügend eindeutig ist. Nach der Schichtung wurde die vertikale Achse festgestellt, so daß an größeren Blöcken kleine Profile entnommen werden konnten. Die Profilstücke sind im Diagramm (Abb. 8) mit durchgehender Lithologie-Säule dargestellt (z. B. Proben 2/0 bis 2/15), wobei allerdings unbekannt ist, ob sie stratigraphisch korrekt aufgezeichnet sind. Beispielsweise könnte das kleine Profil der Lokalität 2 in Wirklichkeit ebensogut auf den Kopf stehen. Dies engt die Deutung der Einzelproben natürlich wesentlich ein, zumal auch die stratigraphischen Beziehungen der einzelnen Lokalitäten zueinander unbekannt sind. Das Profil Rösbach, nw Leimen (s. Abb. 1), wurde im Graben als Säule an einer Stichwand entnommen (s. Abb. 3). So konnte die Profilsäule im Labor parallel für Pollenanalyse und Glühverlust beprobt werden. Das restliche Material wurde für die Großrestanalyse und die geochemischen Untersuchungen verwendet.



Kanalisationsgraben im Gewinn Rösbach, NW Leimen

Entw.: M. Löscher 1985

Abb. 3: Lithologische Verhältnisse im Aufschluß Kanalisationsgraben Rösbach.

Das Profil Rösbach (RÖS) stammt aus dem Torfband und den unterlagernden Schichten in ca. 4,5 m Tiefe.

4.2. Methodische Hinweise

Die Proben für die Pollenanalyse wurden nach der in Hohenheim gängigen Methodik aufbereitet (vgl. FRENZEL 1964, neuere Darstellung in KÜTTEL 1983). Die Proben für den Glühverlust wurden 24 h bei 104 Grad getrocknet und 4 h bei 550 Grad verascht. Die Ergebnisse sind in den Diagrammen (Abb. 4 und Abb. 7) dargestellt. Die Prozentberechnung der pollenanalytischen Daten wurde so gewählt, daß stets die Typen, deren Anteile berechnet werden sollten, in die entsprechende Grundsumme eingeschlossen wurden. Im speziellen Fall heißt hier das, daß Baumpollen (mit Strauchpollen) und Nichtbaumpollen auf der Summe des Baum- und des Nichtbaumpollens berechnet wurde. Die Algen *Pediastrum* und *Botryococcus* wurden auf die Summe des Pollens und der Sporen plus die der Algen bezogen. Die Vorteile dieser Berechnungsweise liegen auf der Hand und sind längst diskutiert worden (z. B. KÜTTEL 1983). Die Ergebnisse des Profils Rösbach sind in herkömmlicher Weise dargestellt. Außer im Hauptdiagramm, das vor allem das Verhältnis zwischen dem Baumpollen und dem Nichtbaumpollen zeigen soll, beträgt eine Einheit 1%. Im Hauptdiagramm sind es 10%.

Für die Abbildung der Einzelproben oder der kurzen Profilstücke wurde die Säulendarstellung gewählt. Hier beträgt die Einheit bei den weißen Säulen 10%. Die schwarzen Säulen sind 10-fach überhöht. Die Anordnung der Typen basiert auf ökologischen Gruppen.

Das Pollendiagramm Rösbach wurde in Pollenzonen gegliedert, die entsprechend den stratigraphischen Prinzipien als Biozonen zu verstehen sind. Die chronostratigraphische Einstufung fußt auf Kriterien, die weiter hinten diskutiert werden sollen.

Zur Berechnung der Diversität und der Evenness (Abb. 5), sowie des theoretischen Ansatzes dazu sei auf KÜTTEL (1984b) verwiesen. Für die Großrestandanalysen (Abb. 6) wurde das Profil in Scheiben von 1 cm Dicke aufgeschnitten. Etwa 25 ccm wurden mit 5% iger Kalilauge leicht erwärmt. Das Material wurde danach nicht durch Sieben, wie in früheren Arbeiten (HÖLZER & SCHLOSS 1981), sondern durch mehrmaliges Dekantieren nach Zugabe von destilliertem Wasser wieder von der KOH gereinigt. Die Proben wurden unter einem Stereomikroskop verlesen. Als Bestimmungshilfen neben der Vergleichssammlung dienten: AALTO (1970); BERGGREN (1969); BERTSCH

RÖSBACH RÖS

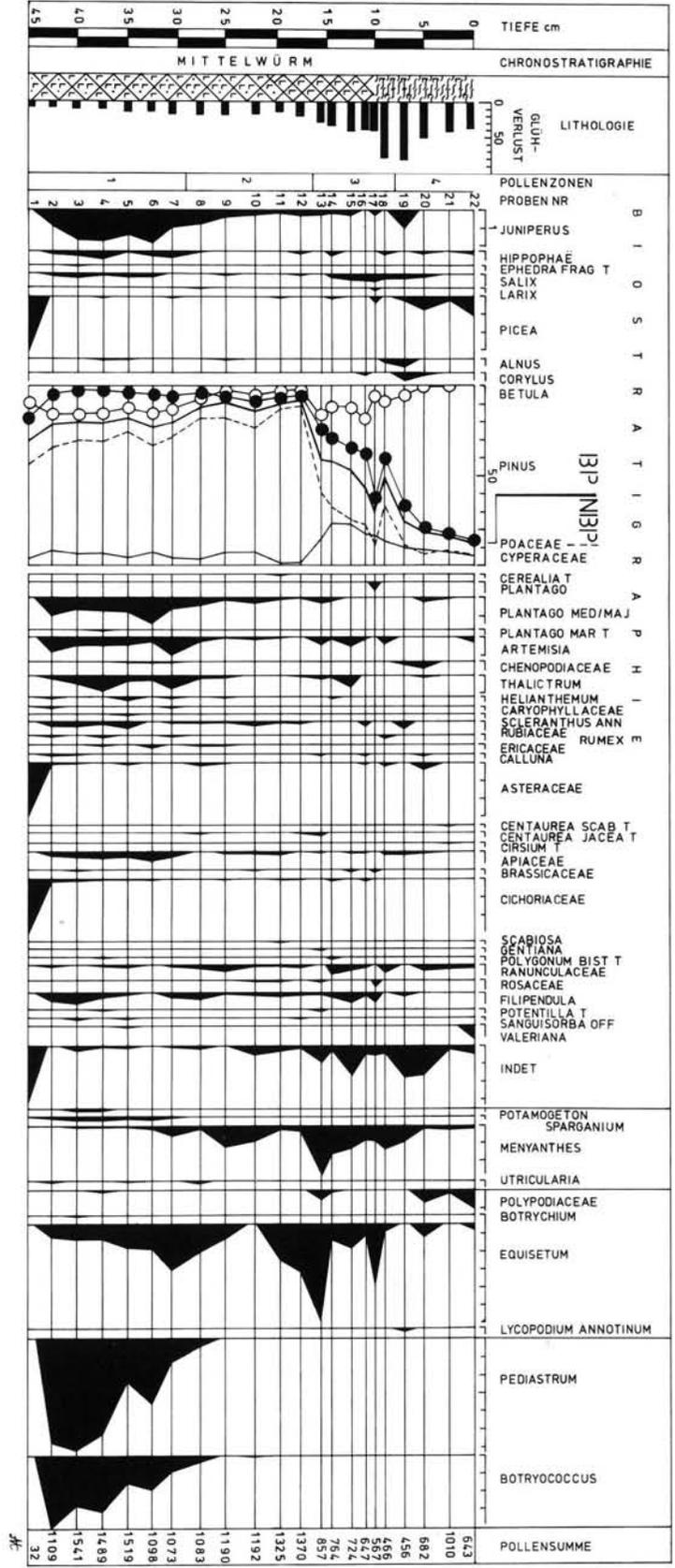


Abb. 4: Pollendiagramm Rösbach (RÖS).

RÖSBACH

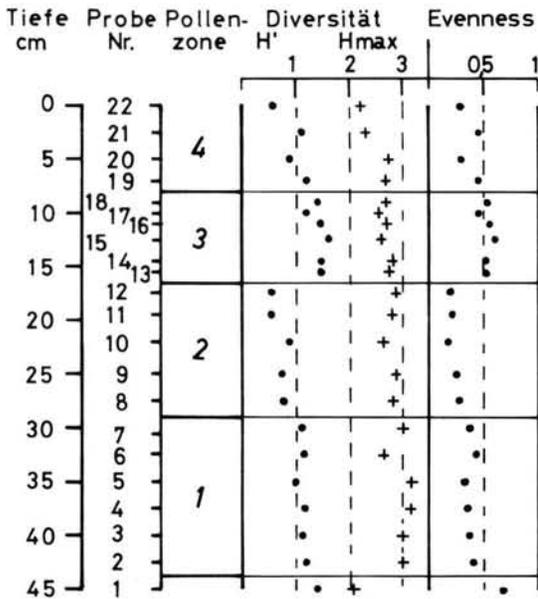


Abb. 5: Veränderung von Diversität und Evenness des Pollendiagramms Rösbach (RÖS).

(1941); GROSSE-BRAUCKMANN (1972); KAC et al. (1965); NILSSON u. HJELMQVIST (1967); NYHOLM (1954—1969).

Der Anteil der einzelnen Arten wurde in Bezug auf die Gesamtpflanzenmasse in Prozent geschätzt. Einzelfunde wurden durch das Zeichen „+“ dargestellt.

Für die chemischen Analysen wurde ein Teil der 1 cm-Scheiben zuerst bei 95 Grad Celsius getrocknet, dann in einer Achatmühle gemahlen. Verascht wurde bei 550 Grad während 12 Stunden. Die Silizium-Bestimmung erfolgte nach Schmelzen mit NaOH im Nickeltiegel photometrisch mit Ammoniummolybdat. Der Stickstoff wurde nach Aufschluß nach ALLEN (1974) photometrisch über die Indophenolblau-Methode bestimmt.

4.3. Ergebnisse

4.3.1. Profil RÖSBACH

(RÖS, 0 cm bedeutet Oberkante des Torfes)

Lithologie:

- 0—10 cm Flachmoortorf mit von unten nach oben zunehmendem mineralischen Anteil
- 10—45 cm siltig-sandige Gyttya mit von unten nach oben zunehmendem organischem Gehalt. Für Details wird auf die Glühverlustkurve verwiesen.

Pollenzonen:

Auf den ersten Blick läßt sich das gesamte Diagramm (Abb. 4) in zwei Zonen teilen, nämlich eine untere Zone mit Baumpollenwerten unter 30 % und eine obere mit Baumpollenwerten über 40 %. Bei genauerer Betrachtung drängt sich aber doch eine feinere Gliederung auf, die durch den Verlauf der Diversitätskurve (Abb. 5) gestützt wird.

RÖS-1 *Juniperus-Artemisia*-Zone

Pollen-Proben 2—7

Charakteristisch sind neben den namengebenden Typen vor allem noch *Hippophaë*, *Plantago media/major*-Typ, *Thalictrum*, Apiaceae und Chenopodiaceae. Die Probe Nr. 1 enthält eine etwas abweichende Pollenflora mit %-Werten, die auf die sehr geringe Pollensumme zurückzuführen sind (z. B. basieren 3.1 % *Picea* auf einem Korn).

Untere Grenze: Erste Probe mit genügender Pollenführung

Obere Grenze: Abnahme von *Juniperus*, *Hippophaë*, *Betula* und verschiedenen NBP-Typen; Zunahme der Poaceae.

RÖS-2 *Poaceae*-Zone

Pollen-Proben 8—12

Charakteristisch sind die durchgehend sehr hohen Werte der Poaceae, die Zunahme von *Menyanthes* und das Verschwinden von *Pediastrum* und *Botryococcus*.

Obere Grenze: Anstieg von *Betula* und von *Pinus*; Rückgang der Poaceae; Zunahme der Cyperaceae.

RÖS-3 *Betula-Pinus*-Zone

Pollen-Proben 13—18

Pinus nimmt kontinuierlich zu, *Betula* ebenfalls. Allerdings geht *Betula* gegen das Ende der Zone wieder zurück. Auf der Gegenseite verlieren die Poaceae erheblich an Anteil. Dieser sprunghafte Rückgang ist nicht mit einer massiven Zunahme des Glühverlustes gekoppelt, sondern mit einem allmählichen Anstieg. Augenfällig verhalten sich die Cyperaceae. Sie erreichen ein Maximum.

Obere Grenze: Einsetzen der durchgehenden Kurve von *Picea*.

RÖS-4 *Pinus*-Zone

Pollen-Proben 19—22

Die letzte Zone ist durch die sehr hohen Werte von *Pinus* gekennzeichnet, *Picea* ist, zwar mit geringen Anteilen, doch durchgehend vorhanden.

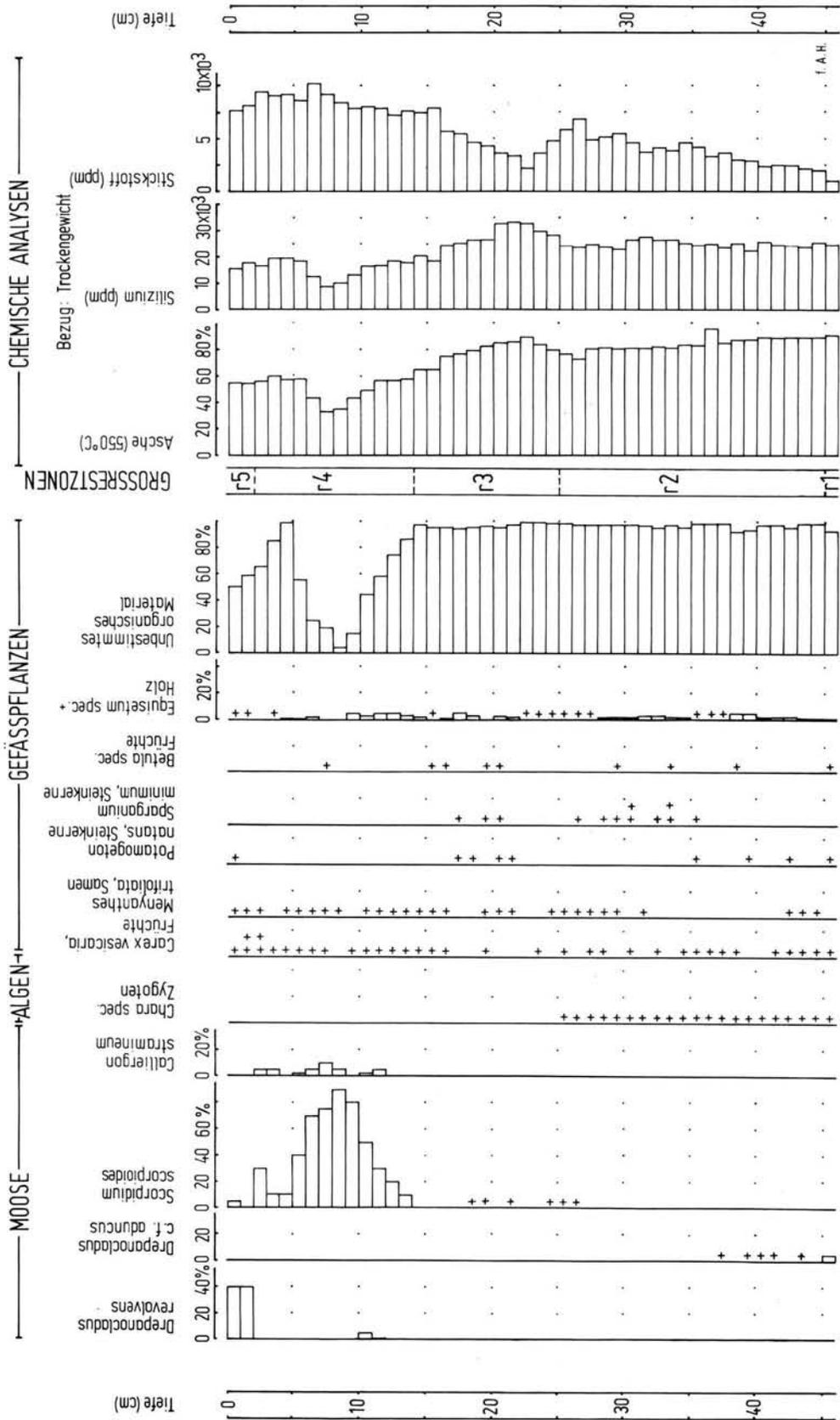


Abb. 6: Makrorest-Diagramm Rösbach.

EINZELPROBEN nördl. OBERRHEINGRABEN

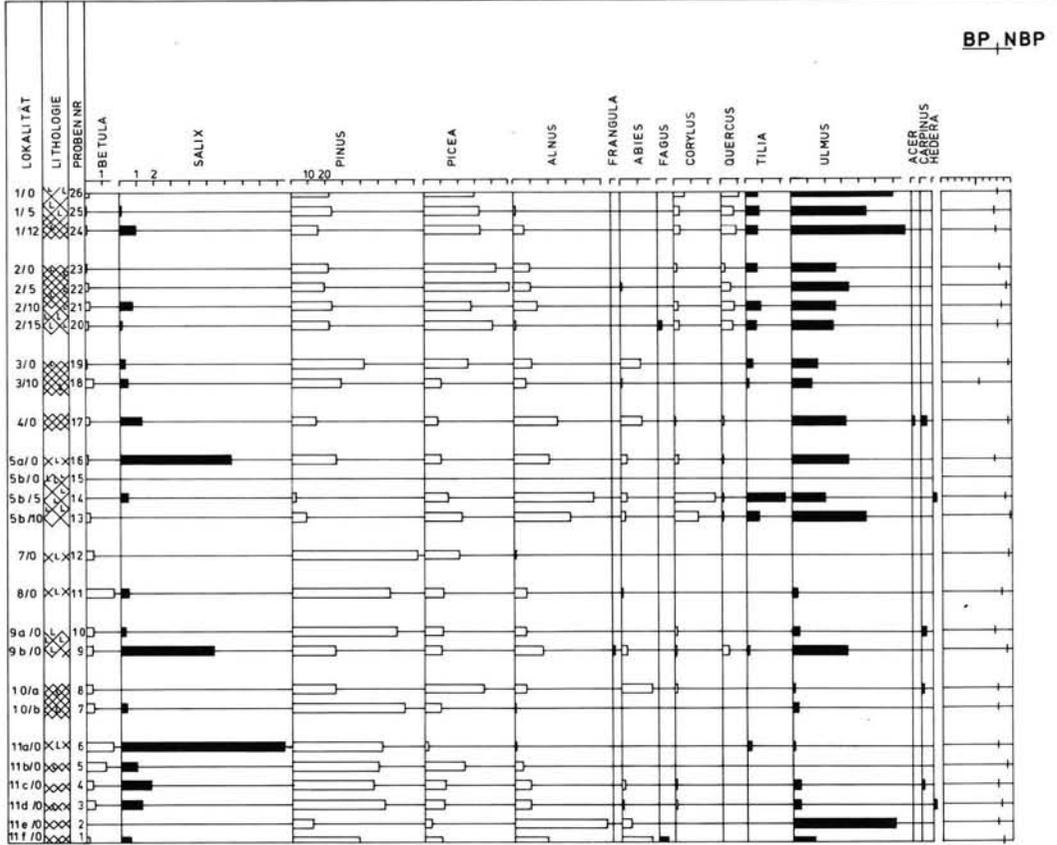


Abb. 7: Pollenspektren der Einzelproben und kurzen Profile aus dem nördlichen Oberrheingebiet.

Obere Grenze: Ende des Diagrammes.

Anmerkung: Zwischen den Zonen 3 und 4 ließe sich auch eine andere Grenzziehung begründen, nämlich zwischen den Proben 16 und 17, das heißt dort, wo *Betula* zurückzugehen beginnt.

Makroreste:

Das Makrorest-Diagramm Rösbach (Abb. 6) läßt sich ebenfalls in verschiedene Zonen gliedern. Sie unterscheiden sich durch unterschiedliche Dominanz der Arten.

r-1 *Drepanocladus cf. aduncus*-Zone
Tiefe 46 cm

Charakteristisch ist der hohe Anteil der namensgebenden Art. Dies entspricht wiederum einem besonders niedrigen Stickstoffgehalt (Abb. 6, rechts).

r-2 *Chara* sp.-Zone
Tiefe 26—45 cm

Sie ist charakterisiert durch das durchgehende Vorkommen von *Chara* sp.

r-3 *Potamogeton natans*-*Sparganium minimum*-Zone
Tiefe 15—25 cm

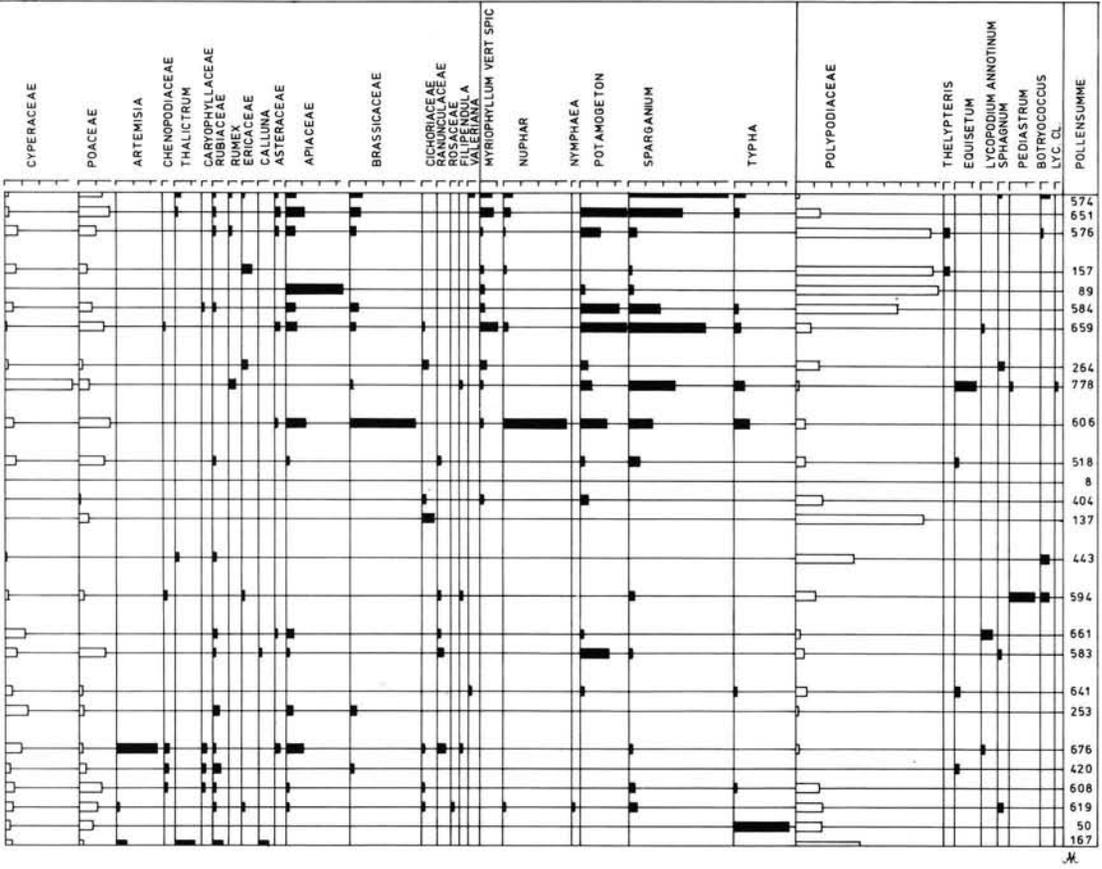
Diese Zone ist mehr durch das Fehlen besonderer Arten gekennzeichnet als durch ihr Vorkommen. Es gibt aber geringe Anteile von *Scorpidium scorpioides*.

r-4 *Scorpidium scorpioides*-*Calliergon stramineum*-Zone
Tiefe 3—14 cm

Hier dominieren die beiden namensgebenden Arten. Auffallend ist auch der geringe Anteil der unbestimmbaren Arten.

r-5 *Drepanocladus revolvens*-Zone
Tiefe 1—2 cm

Typisch ist hier die namensgebende Art und der Rückgang von *Scorpidium scorpioides*.



4.3.2. Einzelproben

Die Problematik, die mit den Einzelproben verbunden ist, wurde schon bei den Anmerkungen zur Herkunft des Materials erwähnt. Es muß aber nochmals ausdrücklich betont werden, daß die Darstellung im Diagramm (Abb. 7) kein zeitliches Aufeinanderfolgen bedeutet, außer in den Fällen der kleinen Profilssequenzen, die aber ebensogut auf dem Kopf stehen könnten. Aus diesen Gründen soll nur auf ein paar wichtige Züge eingegangen werden.

Lithologie:

Bei den meisten Proben handelt es sich um Gytjen mit wechselndem feinklastischem Anteil. Insbesondere waren keine Flachmoortorfe dabei. Genetisch gesehen sind es Flachwassersedimente, die in Altwasserarmen gebildet wurden. Die allgemeine geomorphologische Situation spricht für diese Deutung.

Pollenanalysen:

Charakteristisch für alle Proben sind hohe Anteile der Koniferen, und zwar sowohl von *Pinus* als auch von *Picea*. *Abies* hingegen ist in geringerem Maße vertreten. In einzelnen Probenserien fehlt die Weißtanne fast ganz, zum Beispiel in der Kiesgrube Kiehl westlich von Brühl (Proben 20—26). In den meisten Proben fanden sich auch Spuren bis ansehnliche Mengen vom Pollen thermophiler Gehölze, wobei die Hauptmenge von der Eiche stammt (bis über 10%). *Fagus* wurde nur in 2 Proben gefunden. Die Summe des Baumpollens liegt um 80—90%, ausgenommen in der Probe 18 aus der Kiesgrube Fuchs und Gross. In dieser liegen die Cyperaceae sehr hoch, was aber als durchaus lokale Erscheinung verstanden werden kann.

Innerhalb des Nichtbaumpollens scheint vor allem die reiche Wasser- und Sumpfflora erwähnenswert. Sie stützt die genetische Deutung der Sedimente. Apokrate Sippen, also Sippen, die für ihr Gedeihen in

Tab. 1: Lokalitäten der Einzelproben nördl. Oberrheingraben (Abb. 8)

Proben-Nr.		Lokalität	Tiefe unter Grundwasserspiegel	
26	1/0	Kiesgrube Kühl w Brühl	13—14 m	0 cm
25	1/5	Kiesgrube Kühl w Brühl	13—14 m	5 cm
24	1/12	Kiesgrube Kühl w Brühl	13—14 m	12 cm
23	2/0	Kiesgrube Kühl w Brühl	14—16 m	0 cm
22	2/5	Kiesgrube Kühl w Brühl	14—16 m	5 cm
21	2/10	Kiesgrube Kühl w Brühl	14—16 m	10 cm
20	2/15	Kiesgrube Kühl w Brühl	14—16 m	15 cm
19	3/0	Kiesgrube Fuchs u. Gross w Eggenstein	24—25 m	0 cm
18	3/10	Kiesgrube Fuchs u. Gross w Eggenstein	24—25 m	10 cm
17	4/0	Kiesgrube Erndwein nw Leopoldshofen	25—28 m	
16	5a/0	Kiesgrube Sämann s Staffort	ca 15 m	
15	5b/0	Kiesgrube Sämann s Staffort	ca 25 m	0 cm
14	5b/5	Kiesgrube Sämann s Staffort	ca 25 m	5 cm
13	5b/10	Kiesgrube Sämann s Staffort	ca 25 m	10 cm
12	7/0	Kiesgrube Bauer se Wiesenthal	33—34 m	
11	8/0	Kiesgrube Wittmer s Wiesenthal	25—28 m	
10	9a/0	Kiesgrube Pfadt w Leimersheim	ca 12 m	
9	9b/0	Kiesgrube Pfadt w Leimersheim	ca 12 m	
8	10/a	Kiesgrube Brecht s Rheinsheim	ca 10—12 m	
7	10/b	Kiesgrube Brecht s Rheinsheim	ca 10—12 m	
6	11a/0	Kiesgrube Phillip 1 w Neudorf	21—22 m	
5	11b/0	Kiesgrube Phillip 1 nw Neudorf	ca 20—22 m	
4	11c/0	Kiesgrube Phillip 1 nw Neudorf	ca 20—22 m	
3	11d/0	Kiesgrube Phillip 1 nw Neudorf	ca 20—22 m	
2	11e/0	Kiesgrube Phillip 1 nw Neudorf	ca 20—22 m	
1	11f/0	Kiesgrube Phillip 1 nw Neudorf	ca 20—22 m	

erster Linie frei von Konkurrenz sein müssen, sind kaum von Bedeutung, was angesichts der Gehölzpollenspektren auch nicht erstaunt.

5.4. Diskussion

5.4.1. a) Diagramm RÖSBACH (RÖS)

5.4.1.1. Vegetationsentwicklung

Bei der Interpretation des Diagrammes ist grundsätzlich zwischen den ganz lokalen und den regionalen

Vegetationsveränderungen zu unterscheiden. Die streng lokale Vegetation ist hier die aquatische. Die Sedimentenfolge von siltiger Gytta zu einem Flachmoortorf weist darauf hin, daß es sich um einen Teich handeln muß, der verlandet ist. Dieselbe Entwicklung ist auch im Pollendiagramm wiederzufinden.

Es beginnt mit reinen Wasserpflanzen, den Algen *Pediastrum* und *Botryococcus*, von höheren Wasserpflanzen gesellen sich dazu *Potamogeton* und, in niedrigerem Wasser stehend, *Sparganium*. Auf zumindest kleine offene Wasserflächen verweist auch *Utricularia*. Feuchte Verhältnisse zeigt überdies *Equisetum* an.

Die Zeiger offenen Wassers verschwinden mit dem stärkeren Hervortreten von *Menyanthes* und der Cyperaceae. Wovon diese Verlandung, die im übrigen über die Großreste ausgezeichnet nachvollzogen werden kann (siehe unten), gesteuert ist, autogen oder klimatogen, kann nicht entschieden werden. Zwar sind sowohl *Menyanthes* als auch *Utricularia* eigentliche boreale Sippen, aber die geringen Werte von *Menyanthes* an der Basis können auch mit fehlenden Standorten zusammenhängen. Die regionale Entwicklung der Vegetation zeigt ebenfalls eine gewisse Sukzession. Neben den hohen Werten der Poaceae und dem dominierenden übrigen Nichtbaumpollen insgesamt zeigen die Sträucher *Juniperus* und *Hippophaë* eindeutig offene Verhältnisse an. Auf lichte Verhältnisse verweisen auch verschiedene NBP-Sippen (*Plantago*, *Artemisia*, *Thalictrum*, *Scleranthus annuus*, *Helianthemum*, alles apokrate Sippen. Von *Betula* gehört zumindest ein Teil zu *Betula nana*. Wir haben es also mit einer offenen, kräuterreichen und eher steppenartigen Vegetation zu tun und weniger mit Heiden. Ähnliche Vegetationstypen sind im kontinentalen Teil Westgrönlands heute noch zu finden (BÖCHER 1954, 1963). Ein Problem gibt dabei der hohe Anteil der Poaceae auf, der in der Zone 2 sogar bis über 80 % geht. Diese Poaceae könnten natürlich einerseits Bestandteil der Kräutersteppen sein, andererseits ist aber auch an *Phragmites* zu denken. Und, was uns zumindest wahrscheinlicher erscheint, ohne es beweisen zu können, ist, daß der Gräserpollen aus beiden Quellen stammt. Es scheint, daß der Rückgang des Baumpollens in der Zone 2 wahrscheinlich ein rechnerisches Ergebnis ist und durch die Dominanz der Gräser verursacht wird, in Wirklichkeit aber gar nicht stattgefunden hat. Dafür spricht vor allem auch, daß verschiedene NBP-Typen ebenfalls zurückgehen, aber nicht etwa verschwinden (siehe die Gruppe der Apokraten) und, sobald die Gräser zurückgehen (Zone 3), wieder höhere Werte erreichen.

In der Zone 3 beginnt eine Wiederbewaldung mit einer Sukzession über eine Birkenphase. Die Wiederbewaldung kulminiert im Diagramm in der Zone 4 mit dem Föhrenwald. Föhren sind außer durch Pollen auch durch Spaltöffnungen nachgewiesen worden. Aufgrund des NBP-Spektrums dürfte es sich um einen lockeren, trockenen Föhrenwald gehandelt haben, wahrscheinlich sogar ganz vereinzelt mit Lärchen. Charakteristisch ist, daß mit dem Anstieg und der Dominanz der Föhrenkurve sich auch die Fichtenkurve stabilisiert, allerdings auf einem sehr geringen Niveau. Fichtenpollen wurde über das gesamte Profil hinweg hin und wieder gefunden. Der unterste, maximale Wert beruht aber auf der geringen Pollensumme. Es handelt sich, wie erwähnt, um ein einziges Korn. Die durchgehende Kurve tritt jedoch erst in der Zone 4 in Erscheinung. Da keine Makroreste gefun-

den wurden, ist unsicher, ob die Fichte in der Gegend überhaupt vorkam. Die hohen Pollensummen sprechen dafür, daß es sich nicht um umgelagerte Körner handelt. Fernflug kann aber durchaus die zutreffende Interpretation sein.

Bei der Entwicklung vom offenen Grasland zum Föhrenwald fragt es sich, ob sich dahinter ein regional gültiges Prinzip versteckt oder ob es sich nur um eine ganz lokale Erscheinung handelt. Kurz, wurde hier eine generelle, klimagesteuerte Sukzession gefunden oder eine, die nur einen bestimmten Raum wie eine größere Schotter- und Sandfläche betrifft? Die Sedimentationsraten sind nicht bekannt. Aus diesem Grunde kann kein Polleninflux berechnet werden, der das bereits diskutierte Problem mit dem Gräserpollen lösen würde. Die Sedimentationsrate kann in dem Falle auch nicht über ^{14}C -Analysen bestimmt werden, denn die Mutungsintervalle wären mit Sicherheit größer als die Zeitdifferenz zwischen der Unter- und der Oberkante des Profils. Das aufgeworfene Problem läßt sich aber mit einem anderen Gedankengang etwas klären. Angenommen, es würde sich hier nur die Vegetationsentwicklung von einem Umkreis von etwa einem Kilometer abzeichnen, so bedeutet dies, daß die angrenzenden Hänge des Odenwaldes und vor allem auch die höher gelegenen Terrassen des Rheins und des Neckars mit Föhren bestockt gewesen sind. Die Optimalphase des Diagrammes belegt ja den Föhrenwald. Dann müßte aber der Anteil des Föhrenpollens in den Zonen 1 und 2 wesentlich höher sein. Das zeigen entsprechende Beispiele aus den Alpen und auch Nordschwedens (KÜTTEL 1979, 1984a). Daher nehmen wir an, daß sich im Diagramm Rösbach eine klimagesteuerte Entwicklung verbirgt. Im Vergleich zur heutigen Vegetation der Gegend muß die Optimalphase des Profils als Interstadial und der davorliegende Abschnitt (die Zonen 1 und 2) als Stadial aufgefaßt werden. Der gesamte Ausschnitt ist eindeutig kontinental getönt. Im Interstadial wird die Temperatur des wärmsten Monats um 10°C (Bewaldung) und im Stadial davor deutlich darunter gelegen haben. Das sind fast 10°C , respektive mehr als 10°C weniger als heute.

4.4.1.2. Diskussion der Großreste

Großreste spiegeln vor allem die lokalen Vegetationseinheiten wider. Ein Transport findet nur selten über größere Entfernungen statt. Dies gilt ganz besonders für die meisten Moose. Sie eignen sich deshalb ausgezeichnet zur Rekonstruktion der lokalen Standortsverhältnisse. Bei Früchten und Samen muß man bei der Interpretation schon etwas vorsichtiger sein. Viele Pflanzen bilden z. B. ausgesprochen Flug- oder Schwimmfrüchte aus, die durch den Wind, das

Wasser etc. in andere Vegetationseinheiten verfrachtet werden können.

In der untersten, der *Drepanocladus* c. f. *aduncus*-Zone dürfte die Wasserfläche noch recht neu und offen gewesen sein. Dafür spricht vor allem die namengebende Art, die als Erstbesiedler auf Unterwasser-Sandböden auftritt. Daß die Wasserfläche noch recht jung und wenig von Pflanzen besiedelt war, erkennt man auch am niedrigen Stickstoff- und hohen Siliziumgehalt. Bei der Zone r-2 handelt es sich um ein kalkreiches, offenes Gewässer mit stehendem Wasser. Erst in der zweiten Hälfte treten *Menyanthes trifoliata* und *Sparganium minimum* auf, die dann den Characeen das Licht einschränken. *S. minimum* findet sich nach OBERDORFER (1983) in Wasser von 20–120 cm Tiefe. Die Pflanze blüht über dem Wasserspiegel und wird vom Wind bestäubt. Da hier Früchte gefunden wurden, ist im mittleren Bereich der Zone mit Wassertiefen nicht über einem Meter zu rechnen. Mit dem Auftreten von *Menyanthes* wurde das Wasser noch flacher. In der Verlandungszone r-3 klingen die Arten *Sparganium minimum* und *Potamogeton natans* aus, um dann in der nächsten Zone fast reinen Moosrasen Platz zu machen. Wasser war zu dieser Zeit nur noch mit geringer Tiefe vorhanden. Zeitweise kann die Lokalität sogar trocken gefallen sein. *Scorpidium scorpioides* ist charakteristisch für sehr basenreiches Wasser, in dem es auch leicht fluten kann. *Calliargon stramineum* findet sich als Begleiter in vielen Moosrasen, ohne direkte Hinweise auf Standortverhältnisse zu liefern.

Wenig läßt sich aus dem Vorkommen von *Carex vesicaria* ableiten. Sie findet sich vor allem im Verlandungsgürtel von Seen. Ihre Früchte dürften aber vom Wasser recht weit verfrachtet werden, ebenso die von *Menyanthes trifoliata*.

Recht wenig läßt sich wegen des schlechten Erhaltungszustandes zu den Früchten von *Betula* sagen, da die Flügel weitgehend fehlten. Aus der Form der Früchte ließ sich aber ein *B. nana/humilis*- und ein *B. pendula/pubescens*-Typ unterscheiden. Wegen der geringen Anzahl der gefundenen Früchte und der Unsicherheit bei der Zuordnung wurde aber im Diagramm darauf verzichtet, sie getrennt darzustellen. Erwähnenswert ist noch das Aussetzen vieler Arten in den Makrorest-Proben 23 und 24 cm, was auch eine Entsprechung in den chemischen Analysen beim Stickstoffgehalt findet. Entsprechend nimmt hier der Asche- und der Siliziumgehalt zu. Im Pollendigramm setzt etwa in diesem Bereich die *Equisetum*-Kurve aus. Es könnte sich um eine kurzzeitige Sanderschüttung und damit um eine reine Verdünnung handeln. Die Erklärung des Phänomens bleibt weiteren Untersuchungen vorbehalten.

Auf Grund der Großrestanalysen kann man erkennen, daß es sich beim Profil Rösbach um eine Verlandungsfolge von einem kalkreichen stehenden Gewässer zu einem basenreichen Niedermoor handelt.

4.4.1.3. Altersstellung des Profils Rösbach

Für die Alterseinstufung des Profils auf pollenanalytischem Wege sind folgende Prämissen notwendig:

- 1) Die Sequenz ist nicht älter als das letzte Interglazial, das heißt nicht älter als Riss/Würm.
- 2) Die Vegetationsentwicklung, die eindeutig gekappt ist, geht nicht in eine *Picea*-Phase über.

Daß die Prämisse 1 zutrifft, geht aus der geologischen Situation hervor. Prämisse 2 ist insofern wahrscheinlich, weil, wenn es sich um einen frühen würmzeitlichen Abschnitt handeln würde, vermehrt Pollen von *Picea* und thermophiler Gehölze vorhanden sein müßte (vgl. die Diagramme von WOILLARD 1975; WELTEN 1982; KÜTTEL 1983). Andererseits kann der interstadiale Abschnitt nicht aus dem Würm-Spätglazial stammen, weil dann sowohl *Larix* als auch *Picea* fehlen müßten. Im übrigen wird ein spätglaziales Alter auch durch die Hangendserie widerlegt. Mit hin wird das gesamte Rösbach-Profil aus dem Mittelwürm stammen. Diese aus den pollenanalytischen Daten abgeleitete Interpretation wird durch die ¹⁴C-Daten bestätigt, denn der Torf wurde mit 35640 ± 1500 a BP und Konchylien im Hangenden (s. Abb. 3) mit 31900 ± 1000 datiert. Diese Ergebnisse sind mit der pollenanalytischen Interpretation durchaus kohärent. Innerhalb des Mittelwürms ist eine genauere Einstufung aufgrund der pollenanalytischen Daten allein nur schwer möglich. Die ¹⁴C-Daten hingegen erlauben eine Parallelisierung mit dem Hengelo-Interstadial der Niederlande (VOGEL & ZAGWIJN 1967; VAN DER HAMMEN et al. 1971) welches WOILLARD (1975) mit dem Pile-Interstadial der Grande Pile korreliert. Auch diese Korrelation ist mit den pollenanalytischen Daten konsistent. Für Hengelo wird ein Alter von 39 ka—37 ka BP angegeben. Eine Korrelation mit dem Denekamp-Interstadial ist von den ¹⁴C-Daten her grundsätzlich nicht auszuschließen, doch deuten die lithologischen Verbandsverhältnisse eher auf das Hengelo-Interstadial hin.

4.4.2. Einzelproben

4.4.2.1. Vegetationsverhältnisse

Versucht man, auch die Pollenspektren der Einzelproben und kurzen Profilsereien in Vegetation umzusetzen, so ergibt sich im Vergleich zum Rösbach-Profil

ein völlig anderes Bild. Alle Proben lieferten Waldpollenspektren, wobei die Nr. 6 aufgrund der Kombination von *Pinus* und *Artemisia* etwas aus dem Rahmen fällt. Problematisch ist für die weitere Deutung aber, daß Pollenspektren immer integrierende Abbilder der Vegetationsverhältnisse eines ganzen Landschaftsraumes ergeben. Das heißt, es kann nicht unterschieden werden, ob es sich hier um gut durchmischte Laubmischwälder mit hohem Koniferenanteil gehandelt hat, oder, was wir für wahrscheinlicher halten, eine reiche standortliche Differenzierung vorhanden war. Beides deutet aber auf klimatische Verhältnisse hin, die den heutigen nicht entsprechen. Es wird insgesamt kühler gewesen sein, aber bedeutend wärmer im Vergleich zu den Verhältnissen, die das Profil Rösbach auch im Optimum anzeigt. Im Vergleich zu heute dürften endinterglaziale oder warme Interstadialbedingungen zutreffen.

4.4.2.2. Zeitliche Einstufung

Für die zeitliche Einstufung der Einzelproben sind wenig klare Hinweise vorhanden. Aufgrund der weitgehend fehlenden Buche und der Häufigkeit der Fichte ist Holozän eindeutig auszuschließen. Mittelwurm ist ebenfalls auszuschließen. Das zeigen die Diagramme der Grande Pile (WOILLARD 1975) und des Schweizer Mittellandes (WELTEN 1982; KÜTTEL 1983). Daraus ergibt sich eine Zeitstellung vor dem Mittelwurm. Die zwei folgenden Hypothesen kommen in Betracht:

1) Die siltigen Gyttjen sind allesamt oder teilweise älter als Riß/Wurm. Möglich wären warme Interstadiale innerhalb der Rißeiszeit. Eine Korrelation mit noch älteren Ablagerungen, wie etwa denen von Steinbach (SCHIEDLER 1981), benötigte etliche zusätzliche Hilfhypothesen und kommt kaum in Betracht.

2) Die Proben stammen aus dem Spät-Riß/Wurm und/oder aus dem Frühwurm (hier natürlich aus den Interstadialen).

Die erste Hypothese ist dann auszuschließen, wenn die zeitliche Einstufung der von LÖSCHER et al. (1983: 69) erwähnten Funde zutrifft. Wir halten dies für gerechtfertigt und somit die zweite Hypothese für wahrscheinlicher. Eine feinere Einstufung ist aber schwerlich möglich, ausgenommen, daß die Proben im Vergleich zu den Diagrammen der Grande Pile (WOILLARD 1975) stets aus den Abkühlphasen stammen müßten. Möglich sind Eem, St. Germain I und St. Germain II. Eine letzte Variante, für die es jedoch keine Hinweise gibt, ist, daß die Einzelspektren aus vegetationsgeschichtlichen Abschnitten stammen, die in den Profilen der Grande Pile nicht enthalten sind (Hiaten) oder ungenügend entwickelt sind. Grund-

sätzlich ist nicht auszuschließen, daß Brörup und Odderade in den Profilen der Grande Pile ausnahmslos durch Hiaten repräsentiert sind. Nur, es fehlen klare Befunde, nicht einmal Hinweise sind vorhanden.

Abschließend kann festgehalten werden, daß ein föhrenreiches Mittelwurm-Interstadial nachgewiesen wurde. Die Einzelproben hingegen können sowohl aus dem Riß/Wurm-Interglazial und dem Frühwurm stammen. Mit den bisher vorliegenden Pollenanalysen kann die Einstufung der eichenführenden Schicht (vgl. Abb. 2) als ganzes ins Eem, resp. Riß/Wurm, weder gestützt noch widerlegt werden.

5. Dank

Wir danken Herrn dipl. Agraring A. TSOBANIDIS, Stuttgart, für die Aufbereitung der Proben für die Pollenanalysen und Herrn Dipl. Bibl. H. ADAM für die Reinschrift des Manuskripts.

6. Schriftenverzeichnis

- AALTO, M. (1970): Potamogetonaceae fruits. I. Recent and subfossil endocarps of the fennoscandian species. — *Acta Bot. Fenn.*, **88**: 1—85; Helsinki.
- ALLEN, S. E. (Edit.) (1974): Chemical analysis of ecological materials. — 565 S.; Oxford (Blackwell).
- ARMBRUSTER, S., JOACHIM, H., LAMPRECHT, K. & VILLINGER, E. (1977): Grenzen der Grundwassernutzung im Rhein-Neckar-Raum (Süd.-Württ.). — *Z. dt. geol. Ges.*, **128**: 263—296; Hannover.
- BAAS, J. (1938): Zur Geschichte der Pflanzenwelt und der Haustiere im unteren Maintal. — *Abh. Senckenberg. Natf. Ges.*, **440**: 1—36; Frankfurt/Main.
- BARTZ, J. (1959): Zur Gliederung des Pleistozäns im Oberrheingebiet. — *Z. dt. geol. Ges.*, **111**: 653—661; Hannover.
- BARTZ, J. (1974): Die Mächtigkeit des Quartärs im Oberrheingraben. — In: ILLIES, J. H. & FUCHS, K.: *Approaches to Taphrogenesis*, S. 78—87; Stuttgart (Schweizerbart).
- BARTZ, J. mit Beiträgen von G. v. d. BRELIE & H. MAUS (1976): Quartär und Jungquartär im Raum Rastatt. — *Jb. geol. L. A. Bad.-Württ.*, **18**: 121—178; Freiburg i. Br.
- BARTZ, J. (1982): Quartär und Jungquartär II im Oberrheingraben im Großraum Karlsruhe. — *Geol. Jb.*, **63**: 237 S.; Hannover.
- BERGGREN, G. (1969): Atlas of seed and small fruits of northwest-european plant species with morphological descriptions. Part 2: Cyperaceae. — 68 S.; Stockholm.

- BERTSCH, K. (1941): Früchte und Samen. Ein Bestimmungsbuch zur Pflanzenkunde der vorgeschichtlichen Zeit. — Handbücher d. praktischen Vorgeschichtsforschung, 1, 247 S.; Stuttgart.
- BÖCHER, T. W. (1954): Oceanic and continental vegetational complexes in Southwest Greenland. — *Medd. o. Grønland*, 147.2: 1—63; Kopenhagen.
- BÖCHER, T. W. (1963): Phytogeography of middle west Greenland. *Medd. o. Grønland*, 148.3: 1—289; Kopenhagen.
- FIRBAS, F. (1934): Zur spät- und nacheiszeitlichen Vegetationsgeschichte der Rheinpfalz. — *Beih. Bot. Cbl.*, 52: 119—159; Jena.
- FRENZEL, B. (1964): Zur Pollenanalyse von Lössen. Untersuchungen der Lössprofile von Oberfellabrunn und Stillfried (Niederösterreich). — *Eiszeitalter und Gegenwart*, 15: 5—39; Hannover.
- GROSSE-BRAUCKMANN, G. (1972): Über pflanzliche Makrofossilien mitteleuropäischer Torfe. I: Gewebereste krautiger Pflanzen und ihre Merkmale. — *Telma*, 2, 19—55; Hannover.
- HAMMEN, T. VAN DER, WIJSTRA, T. A. & ZAGWIJN, W. H. (1971): The floral record of the Late Cenozoic of Europe. — In: TUREKIAN, K. K. (ed.): *Late Cenozoic Glacial Ages*, S. 391—424; New Haven (Yale University Press).
- HÖLZER, A. & SCHLOSS, S. (1981): Paläoökologische Studien an der Hornisgrinde (Nordschwarzwald) auf der Grundlage von chemischer Analyse, Pollen- und Großrestuntersuchung. — *Telma*, 11: 17—30; Hannover.
- KAC, N. JA., KAC, S. V. & KIPIANI, M. G. (1965): Atlas i opredelitel plodov i semjan, vstrečajusčichsja v četvertičnyh otloženiach SSSR. — 365 S.; Moskau.
- KOENIGSWALD, W. v. & LÖSCHER, M. (1982): Jungpleistozäne Hippopotamus-Funde aus der Oberrheinebene und ihre biogeographische Bedeutung. — *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 163: 331—348; Stuttgart.
- KÜTTEL, M. (1979): Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetationsgeschichte und zum Gletscherrückzug in den westlichen Schweizer Alpen. — *Ber. Schweiz. Bot. Ges.*, 89: 9—62; Teufen.
- KÜTTEL, M. (1983): Züge der jungpleistozänen Vegetations- und Landschaftsgeschichte der Zentralschweiz. — Manuskript, 215 S.
- KÜTTEL, M. (1984a): Vuolep Allakasjaure — eine pollenanalytische Studie zur Vegetationsgeschichte der Tundra in Nordschweden. — In LANG, G. (ed.): *Festschrift Max Welten*, *Diss. Bot.*, 72: 191—212; Vaduz.
- KÜTTEL, M. (1984b): Veränderung von Diversität und Evenness der Tundra aufgezeichnet im Pollendiagramm des Vuolep Allakasjaure. — *Botanica Helvetica*, 94: 279—283; Basel.
- LESSMANN, U. (1983): Pollenanalyse an Böden im nördlichen Oberrheintal unter besonderer Berücksichtigung der Steppenböden. — *Diss. Uni Bonn*, 108 S.
- LÖSCHER, M. (1981): Die stratigraphische Gliederung des Jungpleistozäns im Neckarschwemmfächer bei Heidelberg. — *Aufschluß*, 32: 191—199; Heidelberg.
- LÖSCHER, M., BECKER, B., BRUNS, M., HIERONYMUS, U., MÄUSBACHER, R., MÜNNICH, M., MÜNZING, K. & SCHEDLER, J. (1980): Neue Ergebnisse über das Jungquartär im Neckarschwemmfächer bei Heidelberg. — *Eiszeitalter und Gegenwart*, 30: 89—100; Hannover.
- LÖSCHER, M., CORDES, U. & SCHLOSS, S. (1983): Holozäne und jungpleistozäne Sedimente im Oberrheingraben bei Heidelberg. — *Geol. Jb.*, A 71: 61—72; Hannover.
- MÜLLER, T., OBERDORFER, E. & PHILIPPI, G. (1974): Die potentielle Vegetation von Baden-Württemberg. — Beihefte zu den Veröffentlichungen der Landesstelle für Naturschutz und Landschaftspflege Baden-Württemberg, 6: 45 S.; Ludwigsburg.
- NILSSON, Ö. & HJELMQVIST, H. (1967): Studies on the nutlet structure of south scandinavian species of *Carex*. — *Bot. Notiser*, 120: 460—485; Lund.
- NYHOLM, E. (1954—1969): *Illustrated moss flora of Fennoscandia*. 2: Musci. — 799 S.; Lund.
- OBERDORFER, E. (1934): Zur Geschichte der Sümpfe und Wälder zwischen Mannheim und Karlsruhe. — *Ver. f. Naturkunde Mannheim (Festschrift zur 100-Jahr-Feier)*, 100/101: 99—124; Mannheim.
- OBERDORFER, E. (1983³): *Pflanzensoziologische Exkursionsflora*. — 1051 S.; Stuttgart (Ulmer).
- ROTHSCHILD, S. (1936): Zur Geschichte der Moore und Wälder der oberrheinischen Tiefebene. — *Beih. Bot. Cbl.*, 54 Abt. B: 140—184; Jena.
- SCHEDLER, J. (1981): Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen an altpleistozänen Ablagerungen in Südwestdeutschland. — *Diss. Bot.* 58: 158 S.; Vaduz.
- SCHNEIDER, E. & SCHNEIDER, L. (1975): *Synsedimentäre Bruchtektonik des Oberrheingrabens zwischen Speyer, Worms, Hardt und Odenwald*. — *Münster. Forsch. Geol. Paläont.*, 36: 81—126; Münster/Westf.
- STARK, P. (1926): Ein altes Moorprofil im Oberrheintal bei Mannheim. *Ber. Natf. Ges. Freiburg*, 44: 373—376; Freiburg.
- VOGEL, J. C. & ZAGWIJN, W. H. (1967): Groningen Radiocarbon Dates VI. — *Radiocarbon*, 9: 63—106; New Haven.
- WELTEN, M. (1982): Pollenanalytische Untersuchungen im jüngeren Quartär des nördlichen Alpenvorlandes der Schweiz. — *Beitr. geol. Karte Schweiz N.F.*, 156: 174 S.; Bern.
- WOILLARD, G. (1975): *Recherches palynologiques sur le pleistocène dans l'est de la Belgique et dans les Vosges Lorraines*. — *Acta Geogr. Lov.*, 14: 1—118; Louvain.

Geomorphologische Lage, Deckschichten und Molluskenführung letztinterglazialer Hochflutlehme im Neckartal (Baden-Württemberg)

ERHARD BIBUS & WOLFGANG RÄHLE *)

Riß glaciation, terraces, Eemian high-flood loams, Würmian, loess, paleosoils, mollusc faunas, valley formation
Southwest German Hills (Rottenburg, Heilbronn-Böckingen), Baden-Württemberg
TK 25: Nr. 6821, 7519

Kurzfassung: Von zwei Stellen des Neckartales werden rißzeitliche Terrassenreste mit abschließenden eemzeitlichen Hochflutlehmen und würmzeitlichen Deckschichten beschrieben. Aufgrund der Molluskenführung und des Ausbildungsgrades der Paläoböden handelt es sich um Hochflutlehme, die verschiedene Abschnitte des letzten Interglazials repräsentieren. Die durch paläontologische und paläopedologische Methoden erzielten Ergebnisse lassen sich sehr gut korrelieren. Aus der geomorphologischen Lage der Hochflutlehme werden Rückschlüsse über die jungpleistozäne Talentwicklung gezogen, die von früheren Auffassungen z. T. erheblich abweichen.

[Geomorphological Site, Superficial Layers and Mollusc Structures of Last Inter-Glacial High-Flood Loams in the Neckar Valley (Baden-Württemberg)]

Abstract: Terrace relicts from the Riss Period with terminal high-flood loams and superficial layers from the Würm Period are described for two sites in the Neckar Valley. Due to the mollusc layers and the stage of development of the paleosoils, one can state that the high-flood loams represent various sections of the last inter-glacial period. The results from palaeontological and palaeopedological analyses show a high degree of correlation. Conclusions, which differ greatly from previous results, have been drawn concerning the Late Pleistocene valley formation by means of a comparison of the geomorphological sites of the high-flood loams.

1. Einleitung

Die geomorphologische Entwicklung des Neckartales wurde bereits in unterschiedlichen Flußabschnitten

untersucht, ohne daß bis zum heutigen Zeitpunkt eine zusammenfassende Darstellung der gesamten Talentwicklung erfolgt ist. Häufig standen nur die breit ausgebildeten älteren Terrassen im Blickpunkt, während den tiefer liegenden Terrassenkörpern nur wenig oder gar keine Aufmerksamkeit geschenkt wurde (vgl. z. B. HELD 1913; MÜHLFELD 1953). Als wohl differenziertester Versuch einer Terrassengliederung muß die Untersuchung von ACHILLES (1939) angesehen werden, in der auch ansatzweise die Grobgliederung der Deckschichten zur stratigraphischen Einstufung eine Berücksichtigung fand. Auffallend ist jedoch, daß, abgesehen von Terrassenvorkommen mit hangenden Travertinen im Cannstätter Raum (REIFF 1965, 1973), sichere Terrassendatierungen selbst in jüngeren Arbeiten (HELLER 1961; MADER 1978) nicht vorgelegt wurden. Es überrascht deshalb nicht, wenn bereits die Höhenlage der Rißterrasse über der Talau sehr unterschiedlich angegeben wird (z. B. BÖHM 1927, 30 m im obersten Neckartal, 70 m unterhalb von Rottweil; SCHMIDT 1924, 1932, 20—25 m bei Rottweil; ACHILLES 1939, 6—19 m im mittleren Neckartal; HELLER 1961, 20—25 m zwischen Tübingen und Plochingen; REIFF 1973, 5—6 m bei Bad Cannstatt). Besonders erwähnenswert sind jedoch die von MADER (1978) z. T. in Anlehnung an BÖHM (1927) mitgeteilten Taleintiefungsraten. So soll sich der Neckar in der Umgebung von Rottenburg seit dem Mindel/Riß-Interglazial um 70 m, bei Oberndorf um 240 m und seit der Würmkaltzeit bei Sulz um 120 m eingeschnitten haben. Dagegen werden 90—100 m über der Talau liegende Sedimente von anderen Autoren (EISSELE & SCHÄDEL 1957; HELLER 1961) in der Umgebung von Tübingen mindestens an die Grenze Pliozän/Pleistozän gestellt.

Bei solchen Diskrepanzen schien es angebracht, zunächst in einem ersten Schritt die geomorphologische

*) Anschrift der Autoren: Prof. Dr. E. BIBUS, Geographisches Institut der Universität Tübingen, Hölderlinstraße 12, D — 7400 Tübingen 1; Dr. W. RÄHLE, Institut für Biologie III der Universität Tübingen, Morgenstelle 28, D — 7400 Tübingen 1.

Position der letzterglazialen Hochflutlehme und der Rißschotter zu erfassen und durch paläopedologische und malakologische Befunde abzusichern. Die Untersuchung der Schnecken schien auch deswegen interessant zu sein, da molluskenführende letzterglaziale Sedimente in Baden-Württemberg, wenn man von den Travertinen von Bad Cannstatt und den Kalktuffen von Dießen und Dettingen bei Horb absieht, bisher kaum bearbeitet wurden.

Nachfolgend werden Befunde aus Aufschlüssen bei Rottenburg und Heilbronn-Böckingen mitgeteilt (vgl. Abb. 1), die sich für die angeschnittene Frage als besonders günstig erwiesen haben.

2. Die Aufschlüsse an der Osttangente von Rottenburg

Beim Bau der Umgehung von Rottenburg war nordöstlich des Friedhofs „Sülchen“ der Talhang über der Neckarau durch Hanganschnitte, Brückenbauwerke und Sondierungsbohrungen gut aufgeschlossen. Die durch Rinnen gegliederte Taulaue liegt östlich von Rottenburg zwischen 338 und 343 m ü. NN

und weist aufgrund unterschiedlich ausgebildeter Böden (Braune kalkhaltige Auenböden, Schwarzerden) eine Zweigliederung auf. Über den randlichen Talauenschottern, auf denen Reste des mittelalterlichen Rottenburg ausgegraben wurden, folgen zwei Neckarterrassen (vgl. Abb. 2). Während die tiefere Terrasse durch mehrere Meter mächtige Deckschichten so stark verkleidet ist, daß sie sich im Relief nicht abzeichnet, tritt die obere Terrasse als schmale Schotterverbreitung morphologisch deutlich in Erscheinung. Weit verbreitet sind im Raum Rottenburg außerdem noch ca. 60 m über der Talau liegende Kiese, die an der „Zangenhalde“ bei 395 m ü. NN dem Gipskeuper auflagern. Die teilweise rötlich verwitterten und lokal durch Kalk verbackenen Kiese waren auch unter Lößdeckschichten in der Trasse der Umgehungsstraße aufgeschlossen. Die engräumige Staffelung der tieferen Terrassen läßt vermuten, daß eine weitgehend lückenlose Abfolge der talauennahen Schotterkörper vorhanden ist. Aufgrund der Deckschichten eignet sich vor allem die untere Terrasse für stratigraphische Untersuchungen.

Die gut geschichteten und vorwiegend aus Muschelkalk bestehenden Neckarschotter waren im Brücken-

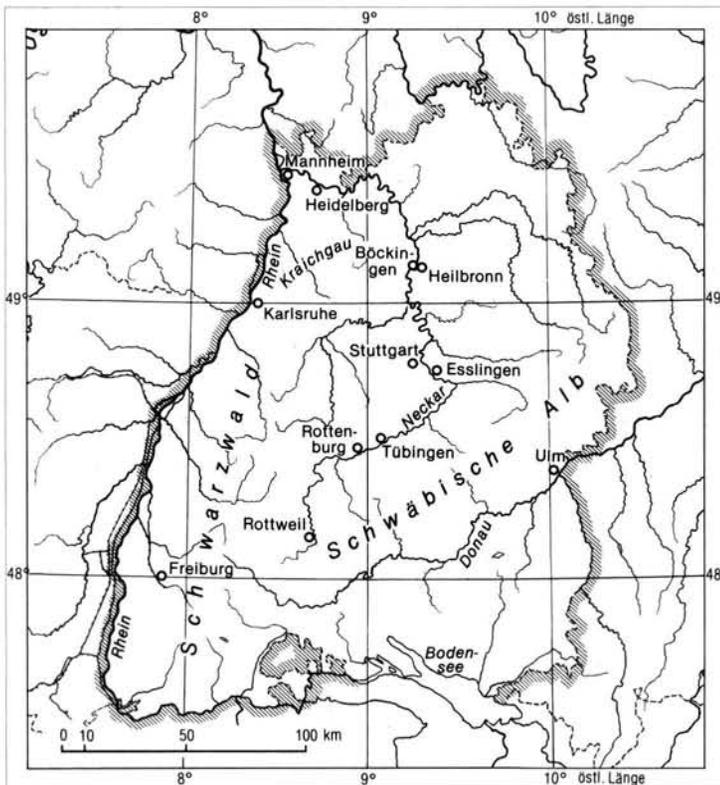


Abb. 1: Übersichtskarte mit Einzugsgebiet des Neckars.

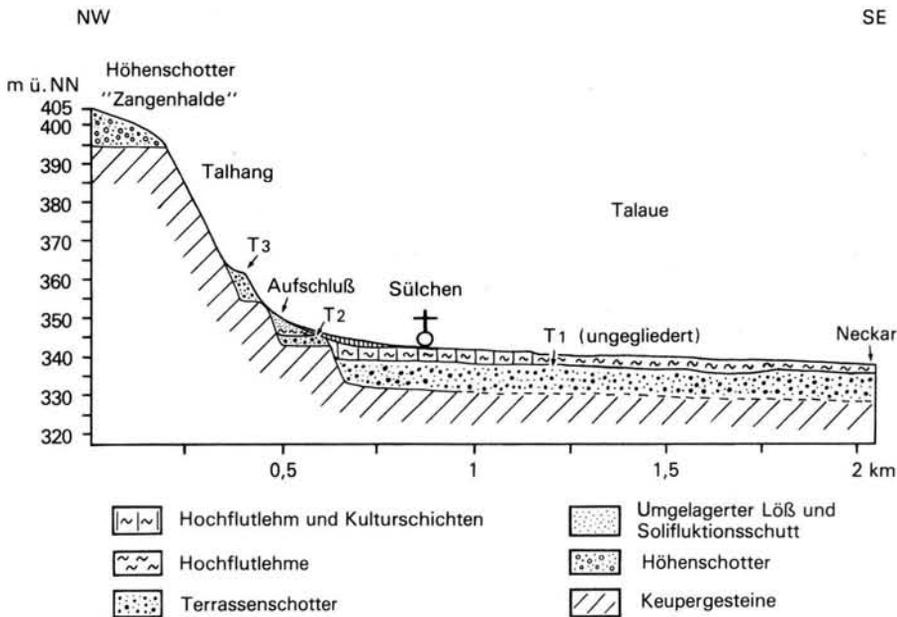


Abb. 2: Terrassenabfolge am nordöstlichen Stadtrand von Rottenburg.

bauwerk an der alten Landstraße nach Wurmlingen mit der Obergrenze bei 345 m ü. NN aufgeschlossen. Nach den durchgeführten Bohrungen handelt es sich um einen 2,5–3 m mächtigen Schotterkörper nahe dem ehemaligen Talrand, da in einer hangwärts gelegenen Bohrung des Brückenbauwerks der Kies nicht mehr erfaßt werden konnte.

Der Schotterkörper wurde von einem in einer flachen Rinne liegenden Hochflutlehm überlagert, der im Zentrum der Mulde eine Mächtigkeit von 3 m erreichte (vgl. Abb. 3, Schicht 10). Im tiefsten Bereich war der kalkhaltige Hochflutlehm sandig ausgebildet und lokal von grauen Tonschmitzen durchsetzt. Mit zunehmender Profilhöhe fand ein Korngrößenwechsel zu einem feinsandigen bis schluffigen Lehm statt, der intensiv rostbraun-färlötlich-grau marmoriert war und bis 10 cm große Kalkkonkretionen führte. Es handelte sich um einen $G_{01}C_c$ -Horizont eines Auenbodens, in dem neben Lösslehm wohl auch Keupermergel aufgearbeitet worden sind. Im oberen Bereich war der Hochflutlehm verbraunt, so daß als Boden ein Braunerde-Gley vorlag. Für eine stärkere pedogene Überprägung des 60 cm mächtigen G_0B_v -Horizontes sprach auch eine 30 cm starke Entkalkung. An der Untergrenze des entkalkten Verbraunungshorizontes setzte der intensiv ausgebildete C_c -Horizont ein. Abgesehen von den entkalkten Partien führte der gesamte Hochflutlehm Schnecken, die vor allem in den basalen Ton- und Sandlagen partienweise sehr ange-reichert sein konnten. Außerdem wurde 30 cm über

der Rinnenbasis die linke Geweihstange von *Cervus elaphus* L. 1758 (Rothirsch)¹⁾ gefunden.

Aus den geschilderten Verhältnissen läßt sich folgende Entwicklung rekonstruieren:

Nach Ablagerung des im damaligen Auenrandbereich geringmächtigen Schotterkörpers erfolgte aus Rinnen eine Überschüttung mit Hochflutlehm. Die Aufschüttungstendenz wurde durch eine geringe Eintiefungsphase mit einer schwachen Absenkung des Grundwasserspiegels unterbrochen. Neben den Ver-gleyungseinflüssen konnte nunmehr zusätzlich eine Entkalkung und deutliche Verbraunung einsetzen. Es entstand ein Boden, der vom Ausbildungsgrad wesentlich kräftiger als alle interstadialen Böden im Würm- und Rißlöß (vgl. z. B. SEMMEL 1968; BIBUS 1974) entwickelt ist. Andererseits wies der Boden wegen seiner fehlenden Lessivierung nicht die kennzeichnenden Merkmale einer voll ausgereiften interglazialen Bildung auf. Allerdings ist eine nachträgliche Kappung höherer Profilabschnitte nicht auszuschließen. Wenn man von einer solchen Möglichkeit, die zwar sehr wahrscheinlich ist, absieht, dann läßt sich aus den erhaltenen Relikten immer noch eine Entstehung des Hochflutlehms und des Braunerde-

1) Für die Bestimmung des Fundes danke ich Herrn Priv.-Doz. Dr. W. v. KOENIGSWALD, Darmstadt, und für die Arbeiten bei der Bergung und Präparation Herrn LUGNSLAND, Tübingen, recht herzlich.

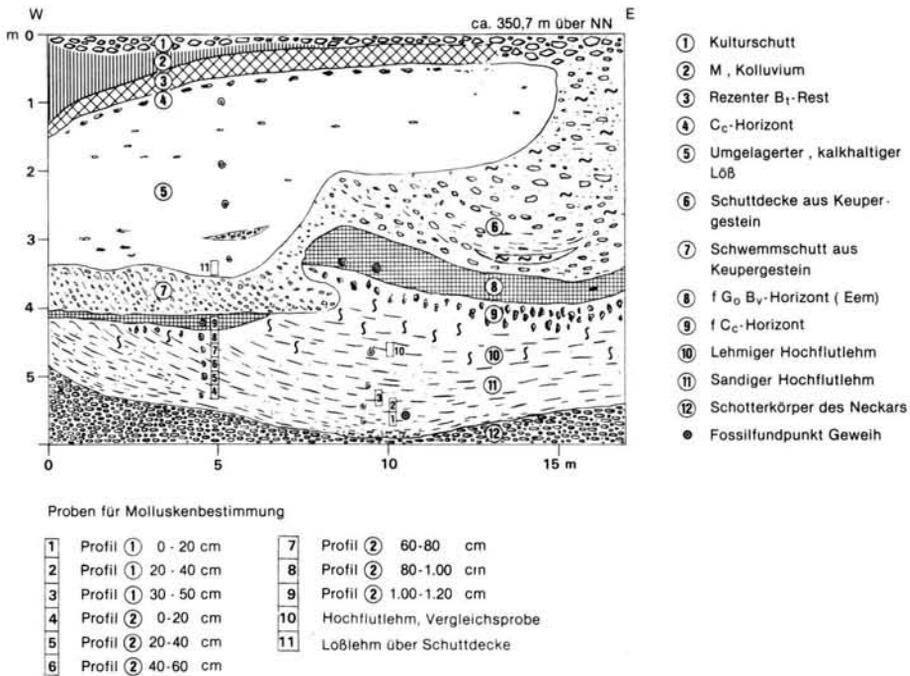


Abb. 3: Aufnahme des Straßenbau-Aufschlusses von Rottenburg mit Lage der untersuchten Molluskenproben.

Gleys in einem zeitlich begrenzten Abschnitt einer Warmzeit rekonstruieren. Da es zu einer starken Verbraunung und vollkommenen Entkalkung gekommen ist, handelte es sich mit Sicherheit nicht um die Endphase eines Interglazials. Es liegt vielmehr nahe, den Hochflutlehm als Ablagerung im frühen bis mittleren Abschnitt eines Interglazials zu deuten. Gegen eine solche Interpretation würde auch die im Hochflutlehm eingebettete Geweihstange nicht sprechen.

Über dem Auensediment folgte im westlichen Teil des Aufschlusses eine Mergelfließerde aus violetten bis grauen Gesteinsbruchstücken des Gipskeupers, die in einer folgenden Kaltzeit die fluviatilen Sedimente vom höheren Hang her überfahren hat (Abb. 3, Schicht 6). Die Schuttdecke wies Kryoturbationen auf und verzahnte sich mit einem kalkhaltigen steinigen Fließlöß. Auch die leichte Aufpressung des Hochflutlehms im mittleren Abschnitt des Aufschlusses dürfte auf periglaziale Einwirkungen in der nachfolgenden Kaltzeit zurückzuführen sein. Vor Ablagerung der Mergelfließerde und des verlagerten Lösses, die aufgrund der Verzahnung altersgleich sind, erfolgte lokal eine deutliche fluviatile Überprägung des Hanges. So wurde im mittleren Abschnitt des Aufschlusses der GoB_v-Horizont des Braunerde-Gleys in einem flachen Gerinnebett ausgeräumt. Die Füllung der Hohlform (7) bestand aus einem dachziegelartig gelagerten Schwemmschutt mit sehr vielen aufgearbeiteten

Mergel- und Tonsteinbröckchen des Gipskeupers. In durchgeführten Schotteranalysen konnten vereinzelt auch größere, gut gerundete Buntsandstein- und Muschelkalkgerölle nachgewiesen werden. Trotz dieser Fremdbeimengung handelte es sich mit Sicherheit nicht um eine Neckarablagung, sondern um das Sediment einer Hangrinne, in der neben Lokalmaterial wohl auch Neckargerölle von höheren Terrassen aufgearbeitet wurden. Die Erosionsform zeigt an, daß durchaus mit einer Kappung des Auenbodens, vermutlich auch außerhalb der verfüllten Mulde, gerechnet werden muß.

Der abschließende Fließlöß (5) wies vereinzelt eingelagerte Gerölle, Steine und Schwemmschuttstreifen auf. Eine Untergliederung durch fossile Bodenhorizonte war leider nicht vorhanden. In dem kalkhaltigen Sediment ließen sich allerdings Lößschnecken nachweisen, die in die paläontologischen Untersuchungen mit einbezogen wurden.

Als rezenter Boden trat auf dem Löß der humosbraune B₁-Rest einer Parabraunerde (3) mit einer starken Ton-Humus-Durchschlammung auf, wie sie auch für das angrenzende Korngäu als typisch erkannt worden ist (vgl. BIBUS 1985). Eine starke anthropogene Überprägung des rezenten Bodens zeigte sich in einer bis 1,50 m mächtigen kolluvialen Überdeckung (2) am Rande einer angeschnittenen Hohlform.

Den Abschluß des Profiles bildete die Befestigung aus Schutt und Schottern (1) im Bereich einer alten Römerstraße.

Nach der Höhenlage der Neckarsedimente über der Talaue, mehr jedoch aufgrund der periglazialen Deckschichten und des Ausbildungsgrades des fossilen Auenbodens muß davon ausgegangen werden, daß es sich bei dem fluviatilen Komplex um eine rißzeitliche Neckarterrasse mit dem letztinterglazialen Hochflutlehm und Relikten eines eeminterglazialen Bodens handelt. Aus dem Bereich des Hochflutlehm wurde ein Standardprofil (Probe 4—10) unter Berücksichtigung von Vergleichsproben malakozologisch untersucht (vgl. Kap. 4).

3. Die Straßenbau-Aufschlüsse am S-Rand von Heilbronn-Böckingen

Durch Straßenbaumaßnahmen wurden am südlichen Ortsseingang von Heilbronn-Böckingen im Jahre 1983 große Aufschlüsse am Westhang des Neckartales geschaffen, die z. T. bis in die liegenden Keupergesteine reichten. Außerdem war unterhalb der Baustelle im Herbst 1984 durch Gasleitungsgräben die Neckar-
 aue oberflächennah aufgeschlossen, so daß ein durch-

gängiges Längsprofil von der Aue in den unteren Talhangbereich erstellt werden konnte (vgl. Abb. 4).

Morphologisch tritt über der kaum gegliederten Talaue eine ca. 12 m hohe Terrassenstufe auf, an deren Fuß die Eisenbahnlinie nach Bietigheim verläuft. Im Bereich der Aue liegen braune Auenböden aus kalkhaltigen schluffigen Lehmen (maximal 1,60 m) vor, die von grauen kalkhaltigen Hochflutsanden unterlagert werden. Ab 2,10 bis 2,50 m u. Fl. folgen die sandigen Kiese der Talauenfüllung.

Die untere Talhangstufe wird von einem Neckarschotterkörper mit abschließendem Hochflutlehm und einer mehrgliedrigen Lößdeckschicht aufgebaut.

Die 4 m mächtigen, sandigen Kiese (12) überlagerten in der Baugrube an der Bahnunterführung (R 35 1392 H 544336) anstehenden Kalk (vgl. Abb. 5, Schicht 13). Neben Muschelkalkgeröllen ließen sich auch viele aus Buntsandstein nachweisen. Nahe der Ober- und Untergrenze des Schotterkörpers waren zahlreiche grobe Gesteinsplatten eingelagert, die eine Aufarbeitung von periglazialen Schutt zur Ablagerungszeit im Einzugsgebiet anzeigten. Der hangende Hochflutlehm (Abb. 5, 11) war rötlichbraun gefärbt und von einzelnen Geröllen sowie von Kies- und Sandlagen durchsetzt. In dem kalkhaltigen Hochflutsediment

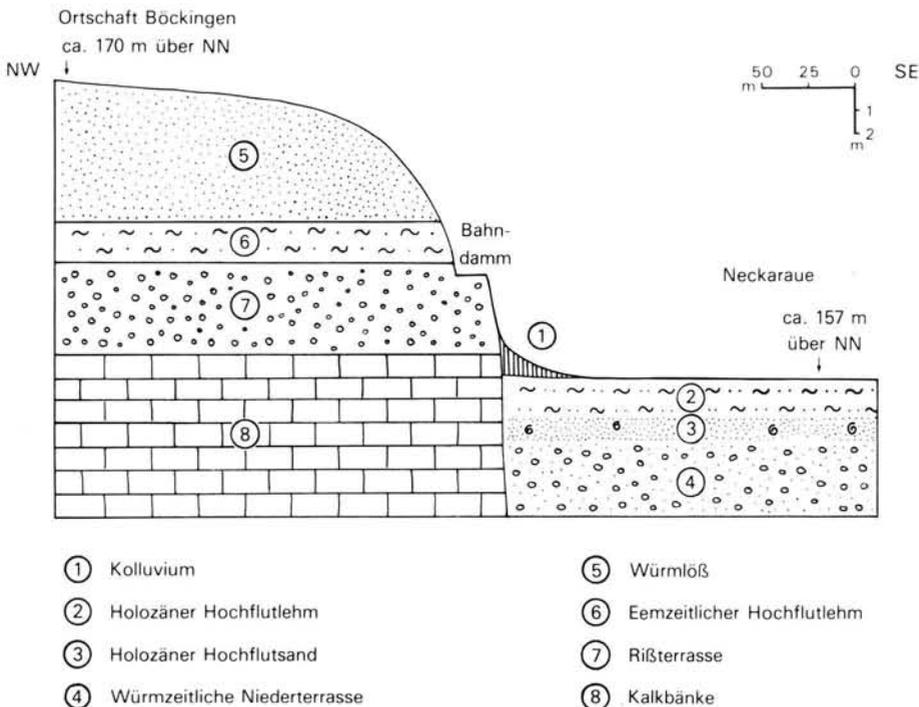


Abb. 4: Schichtabfolge im talauennahen Hangbereich am südlichen Ortsrand von Heilbronn-Böckingen.

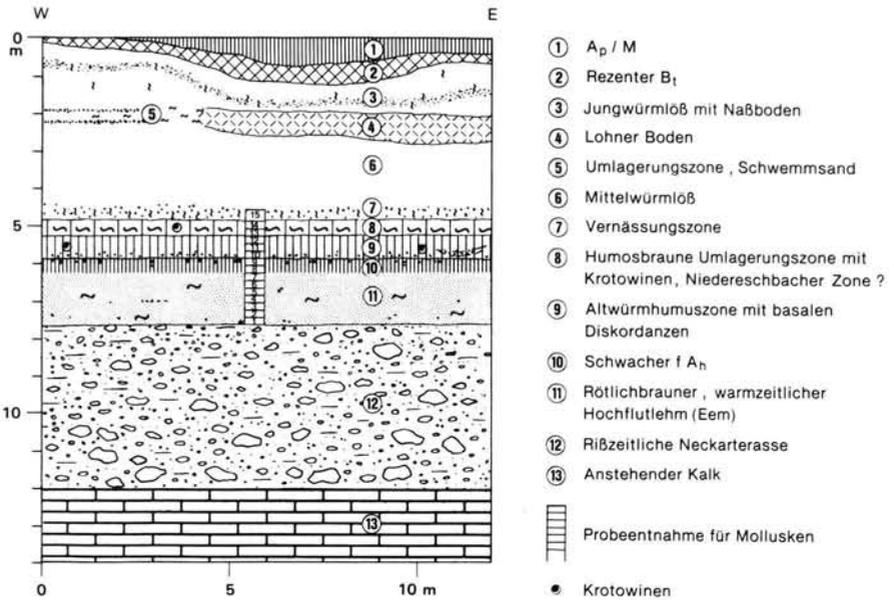


Abb. 5: Ausschnitt aus dem Straßenbau-Aufschluß Heilbronn-Böckingen mit Lage der untersuchten Molluskenproben.

traten viele große Schnecken und deren Bruchstücke auf. Nach durchgeführten Korngrößenanalysen handelte es sich um einen tonigen Lehm, der in unterschiedlicher Höhe eine nahezu identische Korngrößenzusammensetzung besaß (vgl. Abb. 6). Eine Verwitterung von der ehemaligen Oberfläche her ließ sich somit nicht nachweisen. Eine starke postsedimentäre pedogene Überprägung kann auch deshalb ausgeschlossen werden, da die vielen eingelagerten Schnecken einen primären Kalkgehalt anzeigten. Die rötlichbraune Färbung und der hohe Tongehalt muß auf die Abtragung von verbrauchten Böden und Keupermergeln zur Ablagerungszeit zurückgeführt werden. Es handelte sich somit zweifelsfrei um ein Sediment aus Bodenmaterial vom Typ des braunen Auenbodens, welches den Schluß zuläßt, daß zur Sedimentationszeit des Hochflutlehms im Einzugsgebiet weiträumig verbrauchte Böden entstanden. Die Ablagerung dürfte deshalb, im Gegensatz zu den Verhältnissen in Rottenburg, nicht am Anfang, sondern eher zur Mitte oder gegen das Ende eines Interglazials erfolgt sein. Als autochthone Bodenmerkmale wies der Hochflutlehm nur einen geringmächtigen, schwachen A_h -Horizont (10) auf. Eine an der Obergrenze ausgebildete Kieslage zeigte außerdem eine deutliche Diskordanz zu den hangenden Lößdeckschichten an.

Das Lößprofil war durch mehrere Bodenhorizonte von unterschiedlicher Ausprägung gegliedert. Im Vergleich mit dem gleichzeitig aufgenommenen Lößprofil der ehem. Ziegelei Böckingen ließen sich die

Böden eindeutig in die Würmlößgliederung einordnen, wie sie z. B. von SEMMEL (1968) für Hessen aufgestellt worden ist.

Im untersten Abschnitt lag eine Altwürm-Humuszone (9) vom Typ der Mosbacher Humuszone vor. Neben aufgearbeiteten Kiesen konnten sehr häufig Krotowinen beobachtet werden. Bei dem bereits erwähnten schwachen A_p -Horizont auf dem Hochflutlehm (10) handelte es sich vermutlich um den untersten Abschnitt der Humuszone. Auf jeden Fall war die Humuszone aufgrund der liegenden Diskordanz sowie ihrer Ausbildung auf lößhaltigem Ausgangssubstrat jünger als der Hochflutlehm. Über der Humuszone folgte eine graurötlichbraune Umlagerungszone (8) aus verbrauchtem und humosem Bodenmaterial, welches in hessischen Profilen als Niedererschbacher Zone bezeichnet wird (SEMMEL 1969). Auch in dieser Schicht waren mit gelbem Löß gefüllte Krotowinen vorhanden. Ein Vergleich mit dem Profil der ehem. Ziegelei Böckingen zeigte, daß dort die gleiche Abfolge über dem Rest der letztinterglazialen Parabraunerde auftritt. Für diesen Profilabschnitt hat neuerdings BLEICH in Baden-Württemberg (BLEICH & WURSTER 1983; BLEICH et al. 1984) aufgearbeitete vulkanische Gläser in mehreren Aufschlüssen nachgewiesen, die wohl mit dem in gleicher stratigraphischer Position liegenden Älteren Wehrer Bims (FRECHEN 1975: 176) bzw. dem Metternicher Tuff (LÖHR & BRUNNACKER 1974) am unteren und mittleren Mittelrhein parallelisiert werden können (vgl. auch BIBUS 1980: 183).

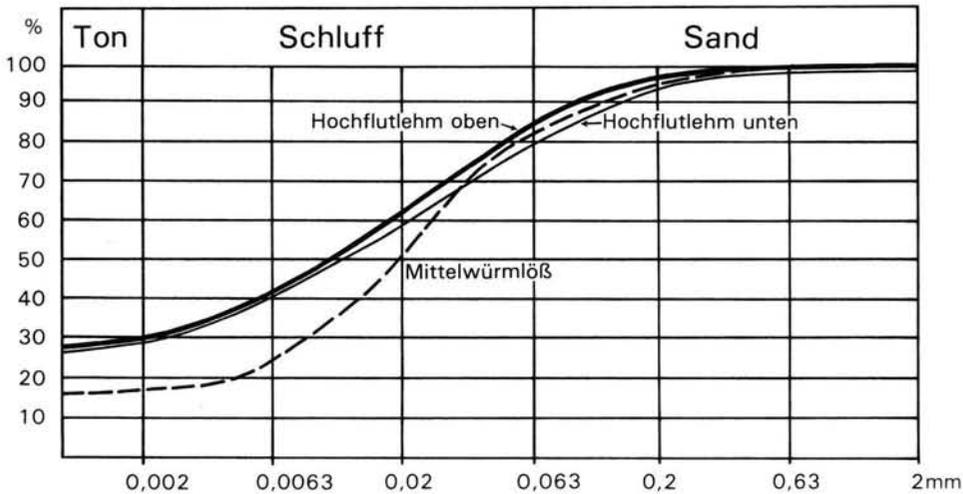


Abb. 6: Korngrößenzusammensetzung des eemzeitlichen Hochflutlehms und des Würmlösses in Heilbronn-Böckingen.

Über dem basalen Altwürmsabschnitt und der Niedereschbacher Zone folgte ein braungelber Löß mit einer basalen Vernässungszone (Abb. 5, Schicht 7), der durch einen schwachen bräunlichen Boden zweigeteilt wurde. Nach den Profilmmerkmalen handelte es sich um den Lohner Boden (4), der auch in der Ziegelei Böckingen aufgeschlossen ist. Der zwischen der Niedereschbacher Zone und dem Lohner Boden liegende Löß umfaßte deshalb zeitlich das Mittelwürm. Innerhalb des geringmächtigen Jungwürmlösses trat noch ein schwacher Naßboden (3) der Erbenheimer Böden auf, der allerdings nicht sicher eingeordnet werden konnte. Abgeschlossen wurde das Profil von der stark erodierten, rezenten Parabraunerde, die in Muldenlage eine kolluviale Überdeckung aufwies.

Wenngleich die Deckschichten der Terrasse nicht alle Würmböden enthalten, so kann mit den vorhandenen Horizonten eindeutig bewiesen werden, daß es sich bei dem liegenden Hochflutlehm um eine letztinterglaziale Bildung und bei dem Neckarschotterkörper um eine rißzeitliche Terrasse handelte. Für die Molluskenbestimmungen wurde der gesamte Hochflutlehm und die Lößdeckschichten bis in den Mittelwürmlöß beprobt.

4. Die Molluskenfaunen

Unser Wissen von den letztinterglazialen Molluskenfaunen des Neckargebietes basiert im wesentlichen auf den Untersuchungen der Kalktuffe von Dettingen und Dießen bei Horb (GEYER 1912 u. 1913; MAECK 1963; MÄGFEDRAU & MAECK 1965) und der Seelberg-

Ablagerungen von Stuttgart-Bad Cannstatt (GEYER 1913; KRANZ, BERCKHEIMER & WÄGELE 1930; MÜNZING 1966, 1973). Mit den Straßenbau-Aufschlüssen bei Rottenburg und Heilbronn-Böckingen liegen jetzt zwei weitere, molluskenführende Quartärprofile aus jener Zeit vor. Die besondere Bedeutung dieser neuen Fundstellen liegt darin, daß sich ihre Faunen bestimmten Zeitabschnitten des letzten Interglazials zuordnen lassen. In Heilbronn-Böckingen waren auch die basalen Abschnitte des würmzeitlichen Lößprofils Gegenstand der malakozoologischen Untersuchungen.

Für die Erfassung der Molluskenbestände wurden den Profilen 20 cm mächtige und genau eingemessene Sedimentproben entnommen (Abb. 3 u. 5). Das Auslesen und Bestimmen der Molluskenreste erfolgte unter dem Stereomikroskop im Anschluß an das Schlämmen der Proben. Aus den Schalenresten wurde, entsprechend den Angaben bei LOŽEK (1964), näherungsweise die Stückzahl der einzelnen Arten ermittelt. In den Artenlisten (Tabelle 1 u. 2) und Molluskenspektren (Abb. 7) werden die Arten in Anlehnung an LOŽEK (1964) und EVANS (1972) vier verschiedenen ökologischen Gruppen zugeordnet. In den Tabellen finden sich außerdem Hinweise auf die biostratigraphische Bedeutung einzelner Arten.

Fossile Molluskenfaunen aus fluviatilen Ablagerungen sind zusammengeschwemmte Bestände, die zum einen aus der Talauflage selbst und zum anderen von den angrenzenden Talhängen stammen. Sie ermöglichen im allgemeinen einen guten Überblick über die malakologischen Verhältnisse im Einzugsgebiet des

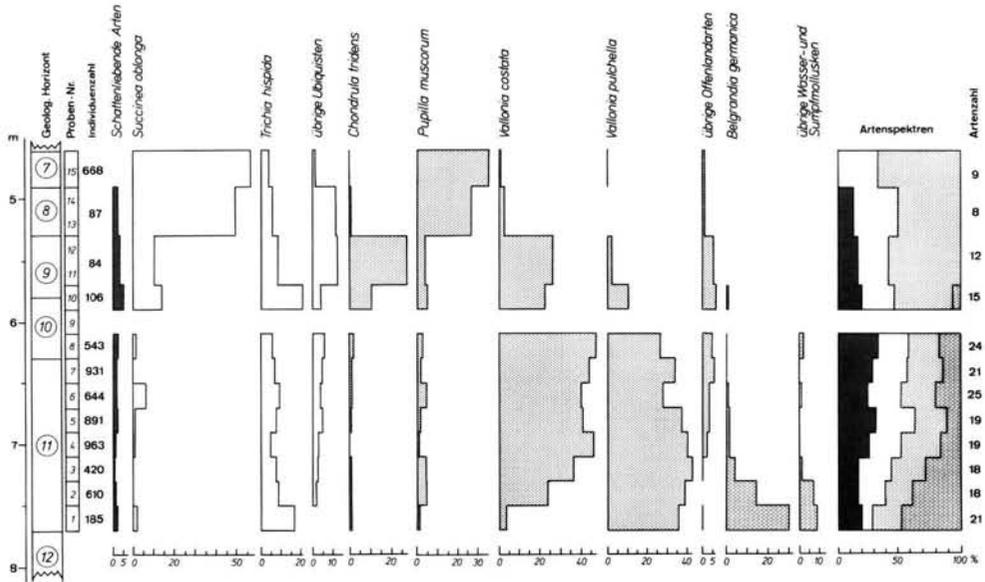


Abb. 7: Struktur der eem- und altwürmzeitlichen Molluskenfaunen der Straßenbau-Aufschlüsse am Südrand von Heilbronn-Böckingen.

jeweiligen Gewässers (LOŽEK 1976), doch muß die Interpretation der Befunde mit der nötigen Vorsicht erfolgen. Von den Hochfluten werden in erster Linie die Bewohner der Talau und die Bewohner der offenen Landschaft erfaßt. Die Schnecken der Hangwälder gelangen dagegen nur sporadisch in den Einzugsbereich des fließenden Wassers und sind in solchen Ablagerungen entsprechend selten anzutreffen. Darüber hinaus findet durch die sortierende Wirkung des fließenden Wassers eine Auslese zu Gunsten kleiner und kleinster Formen statt. Größere Molluskengehäuse sind eher unterrepräsentiert, weil sie beim Transport leicht zerstört werden oder im Wasser rasch absinken (GEYER 1914, 1923; 1927; LOŽEK 1964).

So setzen sich auch die Molluskenbestände der Hochflutlehme von Rottenburg und Heilbronn-Böckingen vorwiegend aus Formen zusammen, deren Lebensraum die Flußau selbst gewesen ist (Tabelle 1, 1—10; Tabelle 2, 1—8). Hierher gehören zunächst Bewohner von Gewässern aller Art (*Bithynia tentaculata*, *Radix peregra*, *Bathymorphalus contortus*, *Pisidium milium*, *Pisidium subtruncatum* und *Pisidium casertanum*), Bewohner von temporären Kleingewässern (*Valvata cristata*, *Galba truncatula*, *Anisus leucostomus*, *Pisidium obtusale*), Formen aus Tümpeln und Altwässern (*Planorbis planorbis*, *Hippeutis complanatus*, *Gyraulus crista*) und Arten des fließenden Wassers (*Theodoxus fluviatilis*, *Valvata piscinalis*, *Belgrandia germanica*, *Ancylus fluviatilis*, *Unio crassus*, *Pisidium amnicum* und *Pisidium nitidum*). Dazu kommen

ufer- und sumpfbewohnende Landschnecken (*Carychium minimum*, *Cochlicopa nitens*, große Vertreter der Succineidae, *Vertigo antivertigo* und *Zonitoides nitidus*). Unter den Landschnecken haben feuchtigkeitsliebende, sonst aber eher anspruchslose Ubiquisten (*Carychium tridentatum*, *Cochlicopa lubrica*, *Succinea oblonga*, *Punctum pygmaeum*, *Nesovitrea hammonis*, *Trichia hispida* und Nacktschnecken) einen erheblichen Anteil. Von den schattenliebenden Arten (Waldschnecken i. w. S.) finden sich vor allem Auwaldbewohner wie *Aegopinella* spec., *Clausilia pumila*, *Bradybaena fruticum*, *Trichia villosa* oder *Arianta arbustorum*. Anspruchsvollere Waldarten, welche die feuchte und kühle Flußniederung eher meiden (*Orcula doliolum*, *Ena montana*, *Cochlodina* spec., *Ruthenica filograna*, *Macrogastera plicatula*, *Helicodonta obvoluta*), sind selten. Am stärksten vertreten sind naturgemäß die Offenlandarten, da sie am leichtesten vom sammelnden Wasser weggetragen werden können. Besonders dominant sind einige kleine und kleinste Formen aus dieser Gruppe (*Vertigo pygmaea*, *Pupilla muscorum*, *Vallonia costata* und *Vallonia pulchella*), von welchen ein großer Teil ebenfalls aus der Talau stammen dürfte. Dagegen sind die Standorte der übrigen Vertreter aus dieser Gruppe (*Truncatellina cylindrica*, *Granaria frumentum*, *Chondrula tridens*, *Helicopsis striata*) eher an xerotherm geprägten, grasigen oder felsigen Talhängen zu suchen. Gleiches gilt für einige subthermophile Ubiquisten wie *Abida secale* und *Clausilia parvula*.

Die meisten der in den Hochflutlehmen von Rottenburg und Heilbronn-Böckingen vorkommenden Molluskenarten sind feste Bestandteile sowohl der interglazialen als auch der postglazialen Fauna des Neckargebietes. Einzelne Arten jedoch haben die Siedlungsgebiete, die sie in den pleistozänen Warmzeiten innehatten, im Postglazial nicht wiedergewinnen können. Solche Formen sind als interglaziale Leitarten biostratigraphisch besonders bedeutsam. An erster Stelle ist hier *Belgrandia germanica* zu nennen, die in Rottenburg und Böckingen gleichermaßen stark vertreten ist.

Die Belgrandien, welche heutzutage ein zersprengtes Areal im nordwestlichen Mittelmeerraum besiedeln, waren in pleistozänen Warmzeiten über weite Teile West- und Mitteleuropas verbreitet (STEUSSLOFF 1953). Auch in Baden-Württemberg sind sie aus zahlreichen Interglazialbildungen unterschiedlichen Alters bekannt (DEHM 1951; GEYER 1912, 1913, 1914, 1915; MÜNZING 1966). Im Riß/Würm-Interglazial (Eem) traten sie bei uns zum letzten Mal auf.

Auch *Ruthenica filograna* und *Clausilia pumila*¹⁾ können im Neckargebiet als interglaziale Leitarten gelten.

Das Verbreitungszentrum dieser Arten liegt im östlichen Europa. In verschiedenen pleistozänen Warmzeiten sind *Ruthenica filograna* und *Clausilia pumila* weit nach W vorgestoßen (GEYER 1927; EVANS 1972) und sind dort von zahlreichen Fundorten bekannt, die außerhalb ihrer postglazialen Verbreitungsgebiete liegen, so auch aus dem Gebiet des oberen und mittleren Neckars (FRAAS 1896; GEYER 1912, 1913, 1914, 1915, 1920; KRANZ, BERCKHEMER & WÄGELE 1930; MÜNZING 1966, 1968 u. 1973). Für *Ruthenica filograna* markieren heute einige isolierte Vorposten auf der mittleren Schwäbischen Alb die Westgrenze des Verbreitungsgebietes. *Clausilia pumila* erreichte im Postglazial Baden-Württemberg nicht mehr.

Die Mollusken der Straßenbau-Aufschlüsse von Rottenburg

Die Hochflutlehme von Rottenburg führen interglaziale Molluskenfaunen mit zahlreichen wärmeliebenden Elementen (Tabelle 1). Leitart ist *Belgrandia germanica*, welche in allen Proben mehr oder weniger zahlreich vertreten ist. Die stratigraphischen Verhältnisse (Kapitel 2) sprechen für eine Datierung der Ablagerungen in das Riß/Würm-Interglazial.

Die Molluskenbestände der Proben 1—9, die von der Basis und vom Randbereich einer rinnenartigen Vertiefung im rißzeitlichen Schotterkörper stammen (Abb. 3), stimmen in ihrer Zusammensetzung weitgehend miteinander überein. Dagegen weist eine im Zentrum und nahe der Obergrenze der mit Hochflut-sedimenten ausgefüllten Vertiefung entnommene Probe (Probe 10, Abb. 3) einige bemerkenswerte Unterschiede auf. Leider lag aus diesem interessanten Profilabschnitt, bei dem es sich vermutlich um eine jüngere Verfüllung einer Depression in bereits abgelagerten, älteren Sedimenten handelt, nur diese einzige Probe vor, welche zudem nur relativ wenige Mollusken enthielt. Eine nachträgliche Entnahme von Material ließen die rasch fortschreitenden Bauarbeiten nicht zu.

Die Proben 1—9 führen klassische *Discus ruderatus*-Faunen. Derartige Faunen sind für frühe Abschnitte von Warmzeiten sehr charakteristisch. In der Molluskenfauna aus Probe 10 hingegen ist die frühwarmzeitliche Leitart *Discus ruderatus* durch *Discus rotundatus* ersetzt. Die Fauna weist außerdem eine ganz andere Artenzusammensetzung und einen höheren Anteil an schattenliebenden Formen (Waldarten i. w. S.) auf (Tabelle 1).

Alle bisherigen Befunde (LOŽEK 1969, 1976) weisen darauf hin, daß die Malakofauna am Beginn des letzten Interglazials der altholozänen Fauna sehr ähnlich und weitgehend den gleichen Wandlungen unterworfen war wie im Postglazial. Im Postglazial Mitteleuropas ist der Rückzug der altholozänen Leitart *Discus ruderatus* an der Wende Boreal/Atlantikum ein besonders markantes Ereignis. *Discus ruderatus* — eine kontinentale Waldschnecke — wird in dieser Zeit mehr und mehr von ihrer westeuropäischen Schwesterart, *Discus rotundatus*, verdrängt — ein Phänomen, das mit dem Einsetzen von feuchterem, ozeanisch geprägtem Klima einhergehen dürfte (DEHM 1967; RÄHLE 1983).

In den Hochflutlehmen von Rottenburg ist ein ganz entsprechendes, faunengeschichtliches Ereignis zu beobachten. Die *Discus ruderatus*-Faunen (Proben 1—9) wären somit und in Analogie zu den Verhältnissen im Postglazial in einen früheren, die Fauna ohne *Discus ruderatus* dagegen in einen späteren (möglicherweise mittleren) Abschnitt des Eem-Interglazials zu stellen. Diese Schlussfolgerung steht ganz im Einklang mit den Ergebnissen der parallel durchgeführten, pedologischen Untersuchungen (Kapitel 2).

Die Hochflutlehme von Rottenburg, insbesondere diejenigen, welche *Discus-ruderatus*-Faunen führen, sind mit großer Wahrscheinlichkeit älter als die hochinterglazialen Kalktuffe von Dettingen und Dießen

1) *Clausilia pumila* ist im Gegensatz zu *Ruthenica filograna* kein warmzeitliches Faunenelement, sondern eine klimatisch indifferente Art. Im östlichen Europa tritt sie auch in feuchteren Abschnitten der Kaltzeiten auf (LOŽEK 1964).

bei Horb, von denen lediglich Faunen mit *Discus rotundatus*, nicht aber solche mit *Discus ruderatus* bekannt sind (MAECK 1963).

Der im Hangenden aufgeschlossene, verlagerte Löß (Horizont 5, Abb. 3) enthielt an seiner Basis (Probe 11, Tabelle 1) eine hochglaziale Fauna der feuchten Lößlandschaft, die nach den Dominanzverhältnissen als „*Succinea oblonga*-Fauna mit Pupillen und *Columella columella*“ (MÜNZING 1971) bezeichnet werden kann.

Die Mollusken der Straßenbau-Aufschlüsse von Heilbronn-Böckingen

Die Mollusken des Profils stammen aus einem 310 cm mächtigen Schichtpaket, welches von der Basis der Hochflutlehme bis in eine Vernässungszone an der Basis der mittelwürmzeitlichen Löss reicht (Abb. 5). Mit Hilfe der Molluskenbestände läßt sich dieser Sedimentkomplex in wenigstens drei Abschnitte gliedern:

Aus den Hochflutlehmen (Tabelle 2, 1—9/10; Abb. 7) liegt eine relativ artenreiche Molluskenfauna mit einer ganzen Anzahl warmzeitlicher Elemente vor. Darunter befinden sich als interglaziale Leitarten *Belgrandia germanica*, *Ruthenica filograna*, *Clausilia pumila* und — als Leitart für das Eem-Interglazial — *Theodoxus fluviatilis* (GEYER 1914; JAECKEL 1962; STEUSLOFF 1953).

Besonders bezeichnend für diese Fauna ist der hohe Anteil der Offenlandarten (darunter die kontinentale Steppenart *Chondrula tridens*) sowie die drastische Abnahme der Individuenzahlen bei den thermophilen Belgrandien (Tabelle 2). Unter Berücksichtigung der paläopedologisch-sedimentologischen Befunde (Kapitel 3) läßt sich daraus der Schluß ziehen, daß hier eine bereits abklingende Phase des letzten Interglazials dokumentiert ist. Die Hochflutsedimente von Heilbronn-Böckingen dürften dabei älter sein als die spätinterglazialen „Neckarauemergel“ von der Deckerstraße in Stuttgart-Bad Cannstatt (MÜNZING 1973: Tabelle 3, I/II), wo die Molluskenfaunen einen ähnlich hohen Anteil an Offenlandarten, aber erheblich weniger warmzeitliche Formen aufweisen, und jünger als die „Neckarauemergel“ von der Heinrich-Ebner-Straße (früher Ganzhornstraße), ebenfalls in Stuttgart-Bad Cannstatt, wo Steppenelemente noch keine Rolle spielen (KRANZ et al. 1930; MÜNZING 1966, 1973).

Mit der Altwürmhumuszone (Horizont 9, Abb. 5) beginnt ein zweiter, im Sedimentkomplex von Heilbronn-Böckingen malakozoologisch faßbarer Abschnitt. Eine Diskordanz an ihrer Basis stellt allerdings

eine Lücke in der faunistischen Überlieferung dar. Im Liegenden der Altwürmhumuszone (Basis Probe 10) finden sich — über einer fundleeren Kieslage (Probe 9, Abb. 7) — noch Reste der warmzeitlichen Fauna (*Belgrandia germanica*, *Ruthenica filograna*). Länger hält sich die klimatisch widerstandsfähige *Clausilia pumila* (Tabelle 2). Im übrigen führt die Altwürmhumuszone (Proben 10—12, Abb. 7) eine typische, frühkaltzeitliche *Chondrula tridens*-Fauna (LOZEK 1964). Es handelt sich dabei um eine Molluskengesellschaft der offenen, steppenartigen Landschaft, die weder ausgesprochen warmzeitliche, noch ausgesprochen kaltzeitliche Faunenelemente enthält. In Heilbronn-Böckingen ist sie noch verhältnismäßig artenreich und führt neben genügsamen Arten offener Flächen (*Pupilla muscorum*, *Vallonia costata*, *Vallonia pulchella*, *Helicopsis striata*) auch anspruchsvollere Formen wie *Truncatellina cylindrica*, *Vertigo pygmaea* und *Granaria frumentum*. Die faunistischen Befunde stehen also ganz im Einklang mit dem Nachweis eines interstadialen Bodenhorizontes in diesem Abschnitt des Profils.

Die vorliegende Fauna hat einen ganz anderen Charakter als die „kalten“ Steppenfaunen vom *Helicopsis striata*-Typus, welche MÜNZING (1971) aus einem, ebenfalls als Altwürmhumuszone bezeichneten Abschnitt des Lößprofils der Lehmgrube in den nahegelegenen Ziegelwerken von Heilbronn-Böckingen beschrieben hat. Faunen mit *Chondrula tridens*, die sich von denjenigen der neuen Aufschlüsse bei Böckingen nur unwesentlich unterscheiden, sind aus Travertinsanden der Seelberg-Ablagerungen von Stuttgart-Bad Cannstatt bekannt (KRANZ et al. 1930; MÜNZING 1966, 1973).

Der folgenden Umlagerungszone (Niedereschbacher Zone ?, Horizont 8, Abb. 5) fehlen alle anspruchsvolleren Molluskenarten (Tabelle 2). In ihren oberen Partien (eine Verunreinigung durch Material aus Krotowinen ist nicht auszuschließen) deutet sich bereits der Übergang zu einer Lößfauna an, wie sie aus einer ca. 30 cm mächtigen Vernässungszone an der Basis der mittelwürmzeitlichen Löss vorliegt (Probe 15, Abb. 7). Es handelt sich hier um eine Fauna der feuchten Lößlandschaft mit *Succinea oblonga* als dominierender Art, *Pupilla muscorum* und *Columella columella* als hochglazialen Faunenelement. *Trichia hispida* spielt lediglich eine untergeordnete Rolle. Faunen dieses Typs sind nach MÜNZING (1971) im mittleren Neckarraum für das Mittelwürm charakteristisch. Dagegen verweist der Fund eines einzelnen Exemplares von *Vallonia pulchella* nach den Ausführungen von REMY (1968) über das Auftreten dieser Art in der letzten Kaltzeit noch ins Altwürm.

5. Zusammenfassende Schlußbetrachtung

Aus dem Neckartal zwischen Rottenburg und Heilbronn werden von zwei Stellen ca. 5—6 m (Oberkante) über der Talauflage liegende Terrassen mit einem abschließenden Hochflutlehm und kaltzeitlichen Deckschichten beschrieben, die nach ihrer geomorphologischen Position als würmzeitliche Niederterrasse gedeutet werden könnten. SCHMIDT (1932: 29) sieht ein von der Höhenlage her vergleichbares Terrassensediment am „Hohen Rain“ bei Rottenburg sogar als römerzeitliche Ablagerung an. Die Analyse der Deckschichten und Paläoböden sowie die Bestimmung der Mollusken hat jedoch für die hier näher beschriebenen Lokalitäten gezeigt, daß es sich in beiden Fällen um rißzeitliche Schotterterrassen mit eeminterglazialen Hochflutlehmen und abschließenden würmzeitlichen Decksedimenten handelt. Der unterschiedliche Ausbildungsgrad der eemzeitlichen Böden und Hochflutlehme ließ weiterhin den Schluß zu, daß der Hochflutlehm bei Rottenburg in einem früheren (bis möglicherweise mittleren) und der Hochflutlehm von Heilbronn-Böckingen in einem späteren Abschnitt des Eem-Interglazials zur Ablagerung gelangte. Diese Ansicht konnte durch die Molluskenfunde voll bestätigt werden.

Die Hochflutlehme von Rottenburg erwiesen sich insgesamt älter als die letztinterglazialen Kalktuffe von Dettingen und Dießen bei Horb und älter als die in das Eem zu stellenden „Neckaraumergel“ von Stuttgart-Bad Cannstatt. Die Hochflutlehme von Böckingen nehmen dagegen zeitlich eine Mittelstellung zwischen älteren und jüngeren eemzeitlichen Hochflutsedimenten von Stuttgart-Bad Cannstatt ein.

Die malakozologischen Untersuchungen lieferten eine Anzahl neuer und ergänzender Daten zur Geschichte der südwestdeutschen Molluskenfauna im Eem-Interglazial. Besonders hervorzuheben sind der Nachweis einer alteemzeitlichen *Discus ruderatus*-Fauna (Rottenburg) und die Möglichkeit einer zeitlichen Korrelation der Böckinger Funde mit Molluskenfaunen aus verschiedenen Schichten der Seelberg-Ablagerungen von Stuttgart-Bad Cannstatt.

Die vorgelegten Befunde sind außerdem für die Rekonstruktion der jungpleistozänen Talentwicklung von Bedeutung, da mit den „Auemergeln“ von Stuttgart-Bad Cannstatt und Untertürkheim (REIFF 1965: 118; 1973: 410 f.) inzwischen mehrere letztinterglaziale Hochflutlehme in verschiedenen Abschnitten des Neckartales nachgewiesen sind, die in gleicher geomorphologischer Position über der heutigen Talauflage liegen. Auch ACHILLES (1939: 60) gibt im mittleren Neckartal für seine jüngste Rißterrasse einen Auenabstand von 6 m an. Zudem wurde ein in situ

befindlicher letztinterglazialer Parabraunerderrest in einem Nebentälchen des Neckars westlich von Tübingen fast im Niveau der Tälchensohle und insgesamt nur 8 m über der Neckaraue beschrieben (BIBUS 1985: 117). Dies alles sind im Neckartal Hinweise für eine nur geringe Höhenlage der Eemablagerungen und der Rißterrasse über der holozänen Talsohle. Allerdings ist im Einzelfall nicht abzuschätzen, in welchem Maße junge Tektonik berücksichtigt werden muß (Rottenburger Flexur, Beckenlage von Bad Cannstatt und Heilbronn-Böckingen). Der identische Auenabstand der verschiedenen Hochflutlehme spricht eigentlich gegen jungpleistozäne Verstellungen (vgl. auch MÜHLFELD 1953: 48 ff.; REIFF 1965: 124), da gleiche Verstellungsbeträge an den verschiedenen Lokalitäten unwahrscheinlich sind. Mit Sicherheit kann aber nach den vorgelegten Ergebnissen ein Eintiefungsbetrag des Neckars bei Rottenburg von 70 m (MADER 1978) seit dem Mindel/Riß-Interglazial ausgeschlossen werden.

Schriftenverzeichnis

- ACHILLES, K. A. (1939): Diluvialgeologische Untersuchungen im mittleren Neckartal. — Jh. Ver. vaterl. Naturkde. Württ., 95: 1—110, 10 Phot., 6 Abb., 26 Tab., 4 Taf.; Stuttgart.
- BIBUS, E. (1974): Abtragungs- und Bodenbildungsphasen im Rißlöß. — Eiszeitalter u. Gegenwart, 25: 166—182, 6 Abb.; Öhringen (Württ.).
- (1980): Zur Relief-, Boden- und Sedimententwicklung am unteren Mittelrhein. — Frankf. geowiss. Arb., D, 1: 296 S., 50 Abb., 8 Tab.; Frankfurt a. M.
- (1985): Zur jungen Relief- und Bodenentwicklung in der Umgebung von Tübingen. — Z. Geomorph., N. F., Suppl.-Bd. 56: 109—124, 2 Phot., 4 Abb., 2 Tab.; Berlin-Stuttgart.
- BLEICH, K. E., HÄDRICH, F. & WURSTER, R. (1984): Die Bedeutung vulkanischer Glasfunde für die Chronostratigraphie des oberrheinischen Lösses. — Ber. naturforsch. Ges. Freiburg i. Br., 74: 5—24, 5 Abb., 2 Tab.; Freiburg.
- & WURSTER, R. (1983): Eine Lage von vulkanischen Gläsern im süddeutschen Jungpleistozän. — Mitt. dt. bodenkundl. Ges., 38: 461—466, 5 Abb.; Göttingen.
- BÖHM, E. (1927): Das östliche Vorland des mittleren Schwarzwalds. Seine morphologische Entwicklung und deren geologische Grundlagen. — Jh. Ver. vaterl. Naturkde. Württ., 83: 59—104; Stuttgart.
- DEHM, R. (1951): Mitteldiluviale Kalktuffe und ihre Molluskenfauna bei Schmiechen nahe Blaubeuren. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 93: 247—276, 2 Abb., 2 Taf.; Stuttgart.
- (1967): Die Landschnecke *Discus ruderatus* im Postglazial Süddeutschlands. — Mitt. bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., 7: 135—154, 1 Abb.; München.

- EISSELE, K. & SCHÄDEL, K. (1957): Neue Höhenschotterfunde auf dem Galgenberg bei Tübingen. — Jh. Ver. vaterl. Naturkde., 112, 1: 177—187, 8 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- EVANS, J. G. (1972): Land Snails in Archaeology. — 436 S., 145 Abb., 17 Tab.; London-New York (Seminar Press).
- FRAAS, E. (1896): Pleistozäne Bildungen im schwäbischen Unterlande. — Z. dt. geol. Ges., 48: 696—702, 2 Abb.; Stuttgart.
- FRECHEN, J. (1975): Tephrostratigraphische Abgrenzung des Würmlösses und der älteren Lösses im Quartärprofil der Tongrube Kärlich, Neuwieder Becken. — Decheniana, 127: 157—194, 12 Abb., 7 Tab.; Bonn.
- GEYER, D. (1912): Die Molluskenfauna der diluvialen und postdiluvialen Kalktuffe des Diessener Tales, eine biologisch-geologische Studie. — Mitt. geol. Abt. kgl. württ. stat. Landesamt, 9: 1—55, 2 Taf.; Stuttgart.
- (1913): Beiträge zur Kenntnis des Quartärs in Schwaben. — Jh. Ver. vaterl. Naturkde. Württ., 69: 277—302, 1 Abb.; Stuttgart.
- (1914): Über diluviale Schotter Schwabens und ihre Molluskenreste. — Jber. Mitt. oberh. geol. Ver., N. F., 4: 120—138, 2 Taf.; Stuttgart.
- (1915): Die Mollusken der schwäbischen Kalktuffe. — Jh. Ver. vaterl. Naturkde. Württ., 71: 55—114; Stuttgart.
- (1920): Die Mollusken des Cannstatter Sauerwasserkalks. — Jber. Mitt. oberh. geol. Ver., N. F., 9: 61—66; Stuttgart.
- (1923): Die Quartärmollusken und die Klimafrage. — Paläontol. Z., 5: 72—94; Berlin.
- (1927): Unsere Land- und Süßwasser-Mollusken. — 224 S., 33 Taf.; Stuttgart (K. G. Lutz).
- HELD, A. (1913): Höhenschotter und Hochterrasse bei Rottenburg a. N. — Diss. Univ. Tübingen: 54 S.; Tübingen.
- HELLER, W. (1961): Die Talgeschichte des Neckars und seiner Zubringer zwischen Mittelstadt und Köngen. — Diss. Univ. Tübingen; 175 S., 44 Abb.; Tübingen.
- JAECKEL, S. G. A. (1962): Ergänzungen und Berichtigungen zum rezenten und quartären Vorkommen der mitteleuropäischen Mollusken. — In: P. BROHMER, P. EHRMANN & G. ULMER: Die Tierwelt Mitteleuropas 2,1 (Ergänzung): 25—294, 9 Taf.; Leipzig (Quelle & Meyer).
- KRANZ, W., BERCKHEMER, F. & WÄGELE, H. (1930): Die „Seelberg“-Ablagerungen in Cannstatt, ihre geologischen Verhältnisse, Fossilfunde und Naturdenkmale. — Veröff. Staatl. St. Natursch. württ. Landesamt Denkmalfpl., 7: 95—126, 5 Abb.; Stuttgart (Beiheft Jh. Ver. vaterl. Naturkde. Württ., 86).
- LÖHR, H. & BRUNNACKER, K. (1974): Metternicher und Eltviller Tuffhorizont im würmglazialen Löss am Mittel- und Niederrhein. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 102: 168—190, 2 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- LOŽEK, V. (1964): Quartärmollusken der Tschechoslowakei. — Rozpravy Úst. úst. geol., 31: 373 S., 91 Abb., 32 Taf.; Prag.
- (1969): Über die malakozoologische Charakteristik der pleistozänen Warmzeiten mit besonderer Berücksichtigung des letzten Interglazials. — Ber. dt. Ges. geol. Wiss., A, Geol. Paläont., 14: 439—469, 10 Abb.; Berlin.
- (1976): Klimaabhängige Zyklen der Sedimentation und Bodenbildung während des Quartärs im Lichte malakozoologischer Untersuchungen. — Rozpravy Českosl. Akad. Věd, Řada Matem. Přírod. Věd, 86: 1—97, 7 Abb., 9 Tab., 10 Taf.; Prag.
- MADER, M. (1978): Die Flußgeschichte des Neckars und das Wandern des Albraufs. — Veröff. Naturschutz Landespflege Baden-Württemberg, 47/48: 433—507; Karlsruhe.
- MAECK, H. S. (1963): Die Entstehungsgeschichte der interglazialen Kalktuffe des Dießener Tales bei Horb/Neckar. — Diss. Univ. Tübingen: 63 S., 15 Abb., 2 Tab., 1 Beil.; Sittard.
- MÄGDEFRAU, K. & MAECK, H. S. (1965): Die fossile Pflanzen- und Tierwelt des interglazialen Kalktuffs von Dießen bei Horb/Neckar. — Fundber. aus Schwaben, N. F., 17: 237—249, 2 Abb., 2 Tab., 1 Taf.; Stuttgart.
- MÜHLFELD, R. (1953): Der Bau der Rottenburger Flexur und die Neckarablagerungen bei Rottenburg. — Diss. Univ. Tübingen: 64 S., 6 Phot., 15 Abb.; Tübingen.
- MÜNZING, K. (1966): Quartäre Molluskenfaunen aus Baden-Württemberg. — Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg, 8: 47—62, 8 Tab.; Freiburg i. Br.
- (1968): Molluskenfaunen aus altpleistozänen Neckarablagerungen. — Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg, 10: 105—119; 3 Tab.; Freiburg i. Br.
- (1971): Pleistozäne Molluskenfaunen aus dem Heilbronner Raum. — Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg, 13: 151—163, 1 Abb., 3 Tab.; Freiburg i. Br.
- (1973): Beiträge zur quartären Molluskenfauna Baden-Württembergs. — Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg, 15: 161—185, 5 Abb., 7 Tab.; Freiburg i. Br.
- RÄHLE, W. (1983): Die Mollusken der Grabung Helga-Abri bei Schelklingen mit einer Anmerkung zum Fund einiger mesolithischer Schmuckschnecken. — Archäol. Korrespondenzbl., 13: 29—36, 3 Abb., 1 Tab.; Mainz.
- REIFF, W. (1965): Das Alter der Sauerwasserkalke von Stuttgart — Münster — Bad Cannstatt — Untertürkheim. — Jber. Mitt. oberh. geol. Ver., N. F., 47: 111—134, 3 Abb.; Stuttgart.

- REIFF, W. (1973): Bericht über die von der DEUQUA-Tagung 1972 durchgeführte Exkursion zu den Travertinen von Stuttgart. — *Eiszeitalter u. Gegenwart.*, 23/24: 410—412, 1 Tab.; Öhringen/Württ.
- REMY, H. (1968): Zur Stratigraphie und Klimaentwicklung des jüngeren Pleistozäns in Mittel- und Westeuropa unter besonderer Berücksichtigung des Lösses. — *Decheniana*, 121: 121—145, 4 Abb., 5 Tab.; Bonn.
- SCHMIDT, A. (1924): Vom Alter der Neckartalrandstufen in Schwaben. — *Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver., N. F.* 13: 119—124; Stuttgart.
- (1932): Erl. geol. Spezialkt. Württ. Bl. Rottenburg — Bietenhausen (Nr. 108). — 49 S., 2 Taf.; Stuttgart (Kohlhammer).
- SEMMEI, A. (1968): Studien über den Verlauf jungpleistozäner Formung in Hessen. — *Frankf. geogr. H.*, 45: 133 S., 35 Abb.; Frankfurt a. M.
- (1969): Bemerkungen zur Wurmlößgliederung im Rhein-Maingebiet. — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, 97: 395—399, 1 Abb.; Wiesbaden.
- STEUSLOFF, U. (1953): Wanderungen und Wandlungen der Süßwasser-Mollusken Mitteleuropas während des Pleistozäns. — *Arch. Hydrobiol.*, 48: 210—236, 4 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.

Manuskript eingegangen am 29. 11. 1985

Tab. 1: Die Mollusken der Aufschlüsse an der Osttangente von Rottenburg. Numerierung und Entnahme der Proben entsprechend Abb. 3

Proben-Nr.:	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
1. Schattenliebende Arten (Bewohner von Wäldern, Gebüsch etc.)											
! <i>Aegopinella</i> spec.	—	1	—	—	—	1	2	1	3	—	—
* <i>Arianta arborum</i>	1	1	2	2	2	1	1	1	1	1	1
(!) <i>Bradybaena fruticum</i>	1	—	5	2	10	3	3	10	6	1	—
! <i>Cepaea</i> spec.	1	—	1	—	2	2	2	2	1	1	—
* <i>Clausilia dubia</i>	2	1	1	—	1	1	3	4	4	—	—
! <i>Cochlodina</i> spec.	—	1	—	—	4	2	—	—	—	—	—
(!) <i>Discus rotundatus</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	—
(!) <i>Discus ruderatus</i>	4	2	4	1	6	8	9	6	9	—	—
! <i>Ena montana</i>	1	1	2	—	3	1	2	2	4	—	—
* <i>Eucobresia diaphana</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—
! <i>Helicodonta obvoluta</i>	—	—	—	—	—	—	1	1	1	—	—
! <i>Macrogastera plicatula</i>	1	—	—	—	1	—	1	—	1	1	—
! <i>Orcula doliolum</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—
* <i>Trichia villosa</i>	2	—	1	—	1	—	1	4	5	1	—
(!) <i>Vertigo pusilla</i>	—	—	—	2	1	—	1	1	—	—	—
* <i>Vitrea crystallina</i>	8	6	11	—	10	9	3	8	14	2	—
! <i>Vitrea subrimata</i>	—	1	—	—	—	—	—	1	—	—	—
	21	14	27	7	41	28	29	41	49	11	1
	(5,4 %)	(4,6 %)	(4,2 %)	(2,1 %)	(2,6 %)	(5,7 %)	(5,5 %)	(7,0 %)	(7,9 %)	(16,2 %)	(0,2 %)

Fortsetzung Tabelle 1

Proben-Nr.:	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
2. Ubiquisten (Bewohner von Wäldern, Gebüsch und offenem Gelände)											
* <i>Abida secale</i>	—	—	—	—	1	—	—	—	1	—	—
! <i>Carychium tridentatum</i>	6	7	21	2	17	35	8	14	7	5	—
* <i>Clausilia parvula</i>	4	1	5	—	8	3	5	5	4	1	3
* <i>Cochlicopa cf. lubrica</i>	9	7	19	3	19	11	9	19	27	2	1
(!) <i>Cochlicopa lubricella</i>	—	—	1	—	—	—	—	—	2	—	—
* <i>Euconulus fulvus</i>	3	—	1	—	3	1	2	1	1	—	—
(!) <i>Euomphalia strigella</i>	—	1	—	—	1	—	—	—	—	—	—
* Limacidae/Agriolimacidae	2	—	—	—	2	2	1	1	1	—	20
* <i>Nesovitrea hammonis</i>	4	11	30	4	32	14	16	29	34	6	—
* <i>Punctum pygmaeum</i>	1	6	5	3	13	7	5	8	1	—	—
* <i>Succinea oblonga</i>	—	1	1	—	14	—	2	5	7	—	220
* <i>Trichia hispida</i>	7	6	27	3	35	15	19	25	25	1	23
* <i>Vertigo substriata</i>	—	—	1	—	—	1	—	—	—	—	—
! <i>Vitrea contracta</i>	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—
	36	40	111	15	146	89	67	107	110	15	267
	(9,2 %)	(13,2 %)	(17,1 %)	(4,6 %)	(9,1 %)	18,0 %)	(12,7 %)	(18,3 %)	(17,8 %)	(22,0 %)	(62,1 %)

Zeichenerklärung siehe nächste Seite

Fortsetzung siehe nächste Seite

Fortsetzung Tabelle 1

Proben-Nr.:	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
3. Offenlandarten (Bewohner von Grasfluren und Felssteppen)											
+ <i>Columella columella</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	28
* <i>Helicopsis striata</i>	—	—	—	—	3	1	2	—	1	—	5
+ <i>Pupilla loessica</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	12
* <i>Pupilla muscorum</i>	3	2	5	1	4	18	35	1	9	—	107
* <i>Vallonia costata</i>	55	73	202	30	322	166	190	193	228	9	10
* <i>Vallonia pulchella</i>	16	19	70	3	77	42	36	51	66	22	—
(!) <i>Vertigo pygmaea</i>	—	3	4	—	5	3	1	1	—	—	—
	74	97	281	34	411	230	264	246	304	31	162
	(19,0 %)	(31,9 %)	(43,3 %)	(10,3 %)	(25,7 %)	(46,6 %)	(50,1 %)	(42,1 %)	(49,1 %)	(45,6 %)	(37,7 %)

Zeichenerklärung

- + Leitarten für Kaltzeiten (Glaziale)
- * klimatisch indifferente Arten
- (!) vorwiegend warmzeitliche Arten (auch in milderer Abschnitten der Kaltzeiten)
- ! warmzeitliche Arten
- !! Leitarten für Warmzeiten (Interglaziale)

Proben-Nr.:	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
4. Wasser- und Sumpfmollusken											
! <i>Ancylus fluviatilis</i>	1	5	4	—	31	2	4	2	2	—	—
* <i>Anisus leucostomus</i>	2	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—
* <i>Bathyomphalus contortus</i>	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—
!! <i>Belgrandia germanica</i>	59	20	18	17	89	15	19	10	10	3	—
(!) <i>Bitynia tentaculata</i>	66	26	34	9	210	17	30	59	50	—	—
(!) <i>Carychium minimum</i>	—	1	—	—	2	—	—	—	—	—	—
(!) <i>Cochlicopa nitens</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—
* <i>Galba truncatula</i>	8	15	26	—	8	17	—	1	1	1	—
* <i>Gyraulus crista</i>	2	8	12	—	42	7	6	10	2	—	—
* <i>Hippeutis complanatus</i>	—	—	3	3	3	5	2	—	—	—	—
* <i>Pisidium amnicum</i>	1	—	—	2	4	—	1	—	—	—	—
* <i>Pisidium casertanum</i>	1?	—	2	6	6	1	2	1	—	—	—
* <i>Pisidium milium</i>	—	—	—	1	1	—	—	—	—	—	—
* <i>Pisidium nitidum</i>	14	11	4	37	35	5	18	13	5	2	—
* <i>Pisidium obtusale</i>	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—
* <i>Pisidium subtruncatum</i>	15	12	6	102	39	12	7	7	—	—	—
* <i>Planorbis planorbis</i>	16	9	23	7	131	9	12	6	6	1	—
* <i>Radix peregra</i> agg.	26	21	46	18	197	11	21	24	21	2	—
* Succineidae (gr. Arten)	—	1	2	2	6	4	2	1	2	—	—
(!) <i>Valvata piscinalis</i>	47	22	43	69	185	37	33	49	48	1	—
(!) <i>Vertigo antivertigo</i>	—	—	1	1	1	—	1	3	—	—	—
* <i>Zonitoides nitidus</i>	1	1	5	—	11	4	9	5	9	—	—
	259 (66,4 %)	153 (50,3 %)	230 (35,4 %)	274 (83,0 %)	1001 (62,6 %)	147 (29,7 %)	167 (31,7 %)	191 (32,6 %)	156 (25,2 %)	11 (16,2 %)	—
Individuenzahl (= 100 %):	390	304	649	330	1599	494	527	585	619	68	430
Artenzahl:	34	34	38	25	46	38	41	39	37	23	11

Tab. 2: Die Mollusken der Straßenbau-Aufschlüsse am Südrand von Heilbronn-Böckingen. Numerierung und Entnahme der Proben entsprechend Abb. 5.

Zeichenerklärung in Tabelle 1

Proben-Nr.:	1/2	3/4	5/6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
1. Schattenliebende Arten (Bewohner von Wäldern, Gebüsch etc.)												
! <i>Aegopinella</i> spec.	—	3	2	6	2	—	—	—	—	—	—	—
* <i>Arianta arbustorum</i>	2	1	2	1	1	—	1	1	—	1	1	—
(!) <i>Bradybaena fruticum</i>	2	4	5	3	3	—	—	—	—	—	—	—
(!) <i>Clausilia bidentata</i>	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—
* <i>Clausilia pumila</i>	4	4	7	3	4	—	3	2	—	—	—	—
(!) <i>Discus rotundatus</i>	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
* <i>Eucobresia diaphana</i>	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—
! <i>Macrogastrea plicatula</i>	1?	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—
!! <i>Ruthenica filigrana</i>	—	1	1	1	1	—	2	—	—	—	—	—
(!) <i>Vertigo pusilla</i>	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—
* <i>Vitrea crystallina</i>	—	—	9	2	1	—	—	—	—	—	—	—
	9 (1,1 %)	14 (1,0 %)	28 (1,8 %)	16 (1,7 %)	14 (2,6 %)	—	6 (5,7 %)	3 (4,0 %)	—	1 (10,0 %)	1 (1,3 %)	—

Fortsetzung Tabelle 2

Proben-Nr.:	1/2	3/4	5/6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
2. Ubiquisten (Bewohner von Wäldern, Gebüsch und offenem Gelände)												
* <i>Abida secale</i>	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—
! <i>Carychium tridentatum</i>	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—
* <i>Clausilia parvula</i>	1	1	—	—	2	—	—	—	—	—	—	—
* <i>Cochlicopa cf. lubrica</i>	—	1	5	7	2	—	1	—	—	—	—	—
* Limacidae/Agriolimacidae	7	24	42	34	25	—	3	4	6	5	5	11
* <i>Nesovitrea hammonis</i>	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—
* <i>Punctum pygmaeum</i>	—	7	17	2	—	—	—	—	—	—	—	—
* <i>Succinea oblonga</i>	5	6	48	3	8	—	15	8	1	2	41	382
* <i>Trichia hispida</i>	83	80	125	64	31	—	22	6	1	1	4	26
(!) <i>Vertigo angustior</i>	—	—	1	—	1	—	—	—	—	—	—	—
	96	119	240	111	69	—	41	18	8	8	50	419
	(12,1 %)	(8,6 %)	(15,7 %)	(11,9 %)	(12,7 %)	—	(38,7 %)	(24,0 %)	(88,9 %)	(80,0 %)	(64,9 %)	62,7 %

Fortsetzung siehe nächste Seite

Fortsetzung Tabelle 2

Proben-Nr.:	1/2	3/4	5/6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
3. Offenlandarten (Bewohner von Grasfluren und Felssteppen)												
* <i>Chondrula tridens</i>	5	4	13	11	11	—	11	22	1	—	1	1
+ <i>Columella columella</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	6
* <i>Granaria frumentum</i>	—	—	1	—	—	—	4	2	—	—	—	—
* <i>Helicopsis striata</i>	—	—	—	—	—	—	—	2	—	—	—	1
* <i>Pupilla muscorum</i>	30	25	46	13	12	—	5	3	—	—	23	236
(!) <i>Truncatellina cylindrica</i>	—	1	2	4	1	—	1	—	—	—	—	—
* <i>Vallonia costata</i>	152	592	621	407	255	—	24	22	—	1	1	4
* <i>Vallonia pulchella</i>	303	561	510	315	145	—	11	2	—	—	—	1
(!) <i>Vertigo pygmaea</i>	1	27	49	50	25	—	2	1	—	—	—	—
	491	1210	1242	800	449	—	58	54	1	1	26	249
	(61,8 %)	(87,5 %)	(80,9 %)	(85,9 %)	(82,7 %)	—	(54,7 %)	(72,0 %)	(11,1 %)	(10,0 %)	(33,8 %)	(37,3 %)

Proben-Nr.:	1/2	3/4	5/6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
4. Wasser- und Sumpfmollusken												
! <i>Ancylus fluviatilis</i>	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
* <i>Bathyomphalus contortus</i>	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—
!! <i>Belgrandia germanica</i>	142	29	17	1	1	—	1	—	—	—	—	—
(!) <i>Bitynia tentaculata</i>	30	6	5	1	8	—	—	—	—	—	—	—
* <i>Galba truncatula</i>	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
* <i>Pisidium casertanum</i>	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
* <i>Pisidium nitidum</i>	1	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—
* <i>Planorbis planorbis</i>	1	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—
* <i>Radix peregra</i> agg.	7	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
* Succineidae (gr. Arten)	3	2	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—
! <i>Theodoxus fluviatilis</i>	—	—	—	2	1	—	—	—	—	—	—	—
* <i>Unio crassus</i>		(Einzelfund)										
* <i>Valvata cristata</i>	3	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
(!) <i>Valvata piscinalis</i>	8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
(!) <i>Vertigo antivertigo</i>	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	199	40	25	4	11	—	1	—	—	—	—	—
	(25,0 %)	(2,9 %)	(1,6 %)	(0,5 %)	(2,0 %)	—	(0,9 %)	—	—	—	—	—
Individuenzahl (= 100 %):	795	1383	1535	931	543	—	106	75	9	10	77	668
Artenzahl:	24	24	28	21	24	—	15	12	4	5	8	9

Genese und Stratigraphie der ältesten Schotter der südlichen Iller-Lechplatte (Bayerisch-Schwaben) *)

KONRAD J. RÖGNER **)

Lower Pleistocene (Biber glaciation), gravel, heavy minerals, size distribution, paleo-ice lobe margins

German Alpine Foreland (Iller-Lech area), Bavaria

TK 26: Nr. 7929, 7930, 8028

Kurzfassung: Die ältesten Schotter der südlichen Iller-Lechplatte (Hochfirst, Stoffersberg, Plattenberg-Arlesrieder) haben pleistozänes Alter. Während ihrer Akkumulationsphase haben Ur-Iller und Ur-Lech über das gleiche Einzugsgebiet verfügt wie die Gletscher, deren umgelagerte Sedimente die donauzeitlichen und jüngeren Schotterkörper aufbauen.

Daher ist anzunehmen, daß auch schon während der ältestpleistozänen Biberkaltzeiten im inneralpinen Raum Vereisung existiert haben. Die Gletscher müssen dabei den heutigen morphologischen Alpenrand erreicht haben. Eine exakte Angabe der ehemaligen Eisrandlagen aus den Biberzeiten ist nicht möglich. Sie wären weit südlich der jüngeren donau-, günz-, mindel-, riß- und würmeiszeitlichen Moränen zu suchen und sind der glazialen, fluvioglazialen sowie periglazialen Erosion zum Opfer gefallen.

[Genesis and Stratigraphy of the oldest Gravel Bodies in the Southern Iller-Lech Area (German Alpine Foreland)]

Abstract: The oldest gravel bodies in the Southern Iller-Lechplatte area (German alpine foreland) as the Hochfirst and the Stoffersberg are surely of pleistocene age. The palaeo-rivers of the Iller and the Lech must have had during the accumulation the same catchment area as the glaciers and the fluvioglacial rivers of the Donau- and the following younger glaciations. Therefore it is to assume, that during the oldest-pleistocene Biber-cold-epoch glaciations in the inneralpine area have existed too. The glaciers advanced the morphological border of the Northern Alps. It's impossible to localize the palaeo- ice lobe margins. They should be searched a lot of kilometers southern to the morains of the Donau-, Günz-, Mindel-, Riß- and Würm-glaciations and they have been destroyed by the following glacial, fluvioglacial and periglacial erosion processes.

*) Herrn Prof. Dr. HANS GRAUL zum 75. Geburtstag.

**) Anschrift des Verfassers: Dr. K. RÖGNER M. A., Universität-Gesamthochschule Paderborn, Fach Geographie, Warburger Straße 100, 4790 Paderborn.

1. Einleitung

Auf der südlichen Iller-Lechplatte dominieren im Gegensatz zum nördlichen Bereich, der überwiegend von ältestpleistozänen Schottern aufgebaut wird (LÖSCHER 1976), Akkumulationen aus dem Jung-, Mittel- und Altpleistozän.¹⁾ Die ältestpleistozänen Ablagerungen, die hier einmal vorhanden waren, sind von den Schmelzwasserströmen der jüngeren Vereisungen in starkem Umfang erodiert worden, sodaß sie heute nur noch kleinfächig in Erscheinung treten. Dieser Eindruck entsteht zumindest dann, wenn man die neueren geologischen Karten (STREIT et al. 1975; SCHOLZ 1983) betrachtet. Die Verbreitung der ältestpleistozänen Schotter würde sich noch weiter reduzieren, wenn man Teile von ihnen ins Pliozän stellen würde, wie es schon von EBERL (1930) vorgeschlagen und neuerdings wieder von MADER (1976) gefordert worden ist. Da in letzter Zeit verschiedentlich die Frage gestellt wurde, ob nicht doch die ältesten Schotter der Iller-Lechplatte ins Pliozän zu datieren seien, möge diese kleine Abhandlung unter anderem der Beantwortung dieser Frage dienen.

1) Die vorliegende Pleistozängliederung geht auf GRAUL (1962: 270) zurück. Sie wurde leicht abgeändert und erweitert und ist fast identisch mit der Gliederung von JERZ & GROTTENTHALER (1981).

Zwischen Günz- und Donauvereisung käme die BRUNHES-/MATUYAMA-Grenze zu liegen, der Beginn des Pleistozäns wäre vor 2,3 bis 2,5 Millionen Jahren anzusetzen.

Jungpleistozän: Würmeiszeit und R/W-Interglazial
Mittelpleistozän: Rißeiszeit und M/R-Interglazial
Altpleistozän: Mindel- und Günzeiszeit sowie das G/M und Teile des D/G-Interglazials
Ältestpleistozän: Donauzeit, Biberkalt(eis?)zeiten nebst den zwischenliegenden wärmeren Zeitabschnitten.

Grundlagen der folgenden Ausführungen sind Geländearbeiten der letzten zehn Jahre, die zuerst im Südosten (Rothwaldfeld), dann im östlichen Mittelteil (Staudenplatte) und neuerdings im Südwesten der Iller-Lechplatte durchgeführt wurden.

2. Forschungsgeschichte

Für A. PENCK²⁾ waren alle extramoranalen Schottervorkommen der Iller-Lechplatte eiszeitliche, fluvio-glaziale Ablagerungen der vier klassischen Eiszeiten (Würm, Riß, Mindel, Günz). Da sie im ‚schwäbischen Typ‘ der Schotterterrassentreppe abgelagert worden waren, wobei die ältesten Schotter die am höchsten gelegenen waren und die jüngsten die Talböden bildeten, wurden die hypsomtrisch über den älteren Deckenschottern gelegenen Schotterreste wie der Staufersberg als tektonisch verstellte (= herausgehobene) altpleistozäne Sedimente angesprochen (PENCK & BRÜCKNER 1901—1909: 45; Fig. 6 mit dem Staufersberg).

EBERL vermutete in den Ottobeurer Schottern und auch im Hochfirst Reste der „seit langem vermißten pliozänen Schotterströme“ (1930: 315).

Für SCHAEFER stammen die Ottobeurer Schotter aus dem Oberpliozän und „können durchaus schon klimatisch (kaltzeitlich) bedingt gewesen sein“ (1951: 112). Der Schotter auf dem Hochfirst gehört nach Angaben des gleichen Autors zu seiner „prädonauzeitlichen, ältestpleistozänen Gruppe (Höhenterrassen)“ (SCHAEFER 1953: 47); diese Gruppe nannte er später Biberkaltzeiten (SCHAEFER 1965).

SINN faßte den Hochfirstschotter zusammen mit dem Markt Walder als eine Ablagerung der älteren Donauzeit (1972: 43) auf, der Plattenberg-Arlesrieder sei allerdings eine Akkumulation der jüngeren Donauzeit. Die Ottobeurer Schotter sind für SINN (1972) keinesfalls pliozäne Sedimente, sie bilden vielmehr die periglazial-fluviatile Liegendfazies der ältest- und altpleistozänen Schotter.

JERZ et al. (1975) konnten weitgehend die stratigraphischen Ergebnisse SINNS bestätigen, und da die geologische Karte 1 : 200 000 Blatt CC 8726 Kempten (Bearbeitung des Quartärs durch H. SCHOLZ) sich für die Iller-Mindel-Region auf STREIT et al. (1975)³⁾ bezieht, ist die dort zur Anwendung gekommene

stratigraphische Konzeption mit der von JERZ et al. (1975) identisch.

Auch bei der geologischen Kartierung des Meßtischblattes Amendingen durch JERZ (1978) entspricht die Stratigraphie der von 1975.

Die Tatsache, daß die bisher vorliegenden eigenen Ergebnisse auf der südwestlichen Iller-Lechplatte erhebliche Differenzen⁴⁾ zum bisher publizierten Material aufweisen, ist ein weiterer Grund für die folgende kleine Arbeit.

3. Ergebnisse

Neben Hochfirst (Blatt Markt Rettenbach) und Stofersberg (Blatt Buchloe) war vor allem die alte Kiesgrube am Schützenhaus von Daxberg (Blatt Amendingen) Schlüsselstelle für das Verständnis für die ältest-pleistozänen Schotter. Ohne die zumindest übersichtsartige Kenntnis der tertiären Schwemmfächer am Alpennordrand (Hochgrat- und Nesselburgfächer) wären folgende Aussagen nicht zu treffen.

3.1. Der Schotterrest auf dem Hochfirst (Abb. 1; = Westlicher Hochfirst der TK 8028; Rechtswert: 04 400, Hochwert: 18 650) ist der älteste Schotter auf Blatt Markt Rettenbach. Von dieser ältesten Akkumulation ist nur noch ein kleiner Rest vorhanden, der an der Nordspitze der Schotterkuppe in 697 m Höhe der tertiären Oberen Süßwassermolasse auflagert.

Der Hochfirstschotter kann, und das ist neu, zusammen mit dem Plattenberg-Arlesrieder Schotter (SINN nahm 1972 eine Akkumulation in zwei verschiedenen Rinnen unterschiedlichen Alters an) als eine einheitliche Ablagerung angesehen werden, denn weder die von SINN (1972: 43; 702 m) noch die von SCHAEFER (1951: 110; 691/94 m) angegebenen Höhenwerte für die Auflagerungsbasis stimmen.

Die Höhe des Hochfirstes beträgt nämlich nicht, wie in der Karte angegeben, 709 m, sondern nur 703 m. Mehrfach durchgeführte Höheneinmessungen mit bis zu drei barometrischen Altimetern gleichzeitig, ausgehend von verschiedenen Höhenfixpunkten (und nicht von Höhenkoten in der Karte), lieferten das gleiche Ergebnis von 703 m.

Da der Schotter noch 6 m mächtig ist, liegt seine Basis bei den genannten 697 m. Das sind 17 m über der Basis des Plattenberg-Arlesrieder Schotters bei Rufen auf eine Entfernung von knapp 2,5 km. Das Gefälle zwischen Hochfirst und Rufen ist mit 6,8‰

2) In dem gemeinsam mit E. BRÜCKNER verfaßten Werk „Die Alpen im Eiszeitalter“ hat PENCK zusammen mit seinem Assistenten A. E. FORSTER die grundlegenden Ergebnisse auf der Iller-Lechplatte erarbeitet.

3) Dem Aufsatz JERZ et al. (1975) ist die geologische Karte 1 : 200 000 (Geologische Karte des Iller-Mindel-Gebietes) beigegeben, die von STREIT et al. (1975) bearbeitet wurde.

4) So ist auf den genannten kleinmaßstäblichen Karten die Verbreitung der Mindelschotter und -moränen in der Gegend von Markt Rettenbach — Ronsberg zu großzügig ausgefallen. Nachweislich ältere Schotter, wie der von Speckreu werden deshalb nicht ausgeschieden.

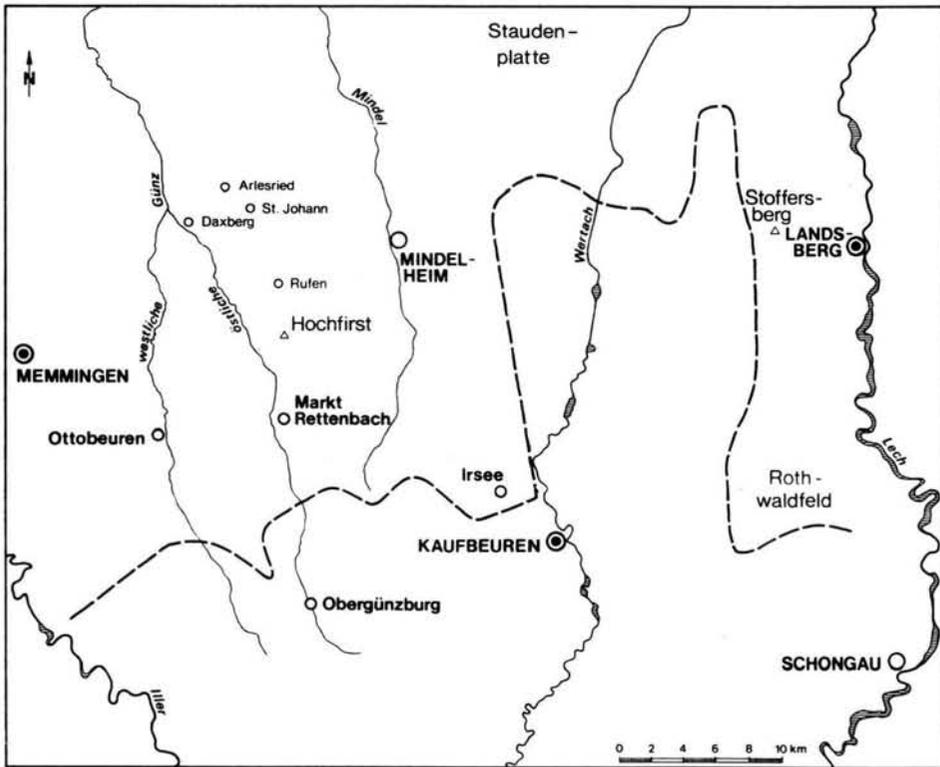


Abb. 1: Übersichtskarte der südlichen Iller-Lechplatte mit Angabe verschiedener genannter Orte. Die gestrichelte Linie gibt die ungefähre Nordgrenze der Altmoränenverbreitung an.

Tab. 1: Petrographische Analysen verschiedener ältestpleistozäner Schotter (Fraktion 2—6,3 cm Ø)

	Hochfirst	hangend	Daxberg mittel	liegend	Stoffersberg
Gelbe Kalke:	4,7 %	7,3 %	14,1 % ³⁾	2,4 %	20,5 %
Wettersteinkalke:	1,1 %	0,8 %	0	0	2,1 %
Rote Kalke:	0	4,0 %	0	0	2,3 %
Übrige Kalke:	88,8 %	77,2 %	0	83,7 %	68,0 %
Kalke gesamt:	94,6 %	89,3 %	14,1 %	86,1 %	92,9 %
Kristallin:	1,8 %	1,7 %	8,1 %	7,1 %	1,0 %
Hornsteine:	2,4 %	3,3 %	35,7 %	0	2,9 %
Quarz/Quarzite:	0	0,8 %	29,7 %	0,7 %	1,1 %
Sandsteine:	1,2 %	4,9 %	12,4 %	6,0 %	2,1 %
Dolomite:	30—40 % ¹⁾	25,1 % ²⁾	0 ⁴⁾	0 ⁴⁾	15,3 % ⁵⁾

Anmerkungen: 1) Bis auf ca. 3 % waren alle Dolomitgerölle verascht, der Wert 30—40 % ist geschätzt. 2) Der tatsächlich vorhandene Gehalt lag ursprünglich höher. Eine Schätzung erlaubt einen Wert von mindestens 30—40 % anzunehmen. 3) Die gelben Kalke liegen meist als Kieselskelette vor, aus denen das Karbonat entfernt wurde. 4) Dolomite fehlen in den Analysen, sie treten ganz vereinzelt im liegenden Schotter auf. 5) Ursprünglicher Dolomitgehalt wird auf weit über 30 % geschätzt. Die Schätzungen gehen auf die im Schotter vorhandenen Dolomitaschen zurück.

zwar etwas höher als mit 5,5‰ zwischen letztem Ort und St. Johann, ein Altersunterschied ist daraus nicht abzuleiten.

Die petrographische Zusammensetzung des Schotter stellt ihn eindeutig in die Reihe der quartären Ablagerungen (Tab. 1). Ein Vergleich des Hochfirstschotter mit dem fluvioglazialen, hangenden Sediment in der Kiesgrube am Schützenhaus von Daxberg erlaubt, den Hochfirstschotter als Akkumulation eines fluvioglazialen Schmelzwasserflusses anzusehen, denn er unterscheidet sich in weit deutlicherem Maße von den periglazialen (= mittlerer und liegender Teil der Kiesgrube Daxberg) als von den fluvioglazialen Schottern.

Allein die Tatsache, daß der Hochfirstschotter fluvioglazialen Sedimenten ähnelt, stellt ihn nicht ins Pleistozän. Da aber in unseren Breiten die Klimaverschlechterung, welche zum Auftreten der Vereisungen führte, erst im Pleistozän eingesetzt hat, können Schotter mit fluvioglazialen Charakter nur im Pleistozän abgelagert worden sein.

Das Geröllspektrum des Hochfirstschotter weist auf ein Herkunftsgebiet in den nördlichen Kalkalpen hin. So machen Kalke auch unter Berücksichtigung der 30—40 % veraschten Dolomite mehr als die Hälfte der Gerölle aus, der Kristallingehalt ist mit 1,7 % niedrig. Die reichlich vorkommenden Dolomite lassen nicht zu, den Hochfirstschotter allein auf periglazial-fluviatil umgelagertes Adelegg-Material zurückzuführen. Das Liefergebiet für den Hochfirstschotter muß zur Zeit seiner Ablagerung ähnlich dem Einzugsgebiet gewesen sein, dessen umgelagerte Sedimente das Hangende der Kiesgrube Daxberg bilden.

3.2. Der Stoffersberg (Abb. 1; = Oberer Riedberg der TK 7930; R 11 000, H 24 470) ist die älteste Akkumulation im östlichen Lechgletschervorland. Da eine ausführliche Beschreibung bereits vorliegt (RÖGNER 1979: 81—84), brauchen hier keine weiteren Angaben zu erfolgen. Auf der südlichen Iller-Lechplatte fehlen zwischen Hochfirst und Stoffersberg vergleichbare ältestpleistozäne, bibereiszeitliche Sedimente. Sie treten erst wieder weiter im N zum Beispiel in der Staudenplatte südwestlich von Augsburg auf.

3.3. Die Schotter der alten Kiesgrube am Schützenhaus von Daxberg

(Abb. 1; TK 7929, R 98 290, H 25 590)

3.3.1. Geländebefund und petrographische Analysen

Die erste Beschreibung und Dokumentation der verschiedenen Schotterfazies von Daxberg erfolgte durch SINN (1972: 50ff.). Neben einer dolomitreichen, kristallinarmen hangenden Nagelfluh konnte SINN

im Liegenden einen dolomitarmen, kristallinreichen Schotter nachweisen, der selbst wiederum unterteilt ist (1972, Fig. 6 und Tab. 5). Das Alter des fluvioglazialen Hangendschotter ist nach SINN günzeiszeitlich, das der liegenden periglazialen Ablagerungen ebenfalls.

JERZ (1978) fand weit bessere Aufschlußverhältnisse anlässlich des Schützenhausbaus vor. Er konnte neben einer Bestätigung der SINN'schen Ergebnisse („Günz im klassischen Sinne“) vor allem die Aufschlußverhältnisse photographisch dokumentieren (JERZ 1978, Abb. 11)⁵⁾.

Auch ich hatte die Möglichkeit, die gut aufgeschlossene Kiesgrube während der Baumaßnahmen in den Jahren 1976 und 1977 mehrfach aufzusuchen, sie zu dokumentieren und Probenmaterial zu sammeln. Die eigenen Ergebnisse sind nur teilweise eine Ergänzung zu SINN und JERZ, sie sind vor allem eine Hilfe bei der Bewertung der ältesten Schotter der südlichen Iller-Lechplatte.

Nach den in Tabelle 1 vorgestellten petrographischen Schotteranalysen ist von drei eindeutig von einander zu trennenden Sedimentationskörpern auszugehen, deren Abfolge der Abbildung 2 zu entnehmen ist.

Der hangende Bereich (zwischen 643/44 m und der Geländeoberfläche in 652 m) wird von einer dolomitreichen, kristallinarmen, groben Schotternagelfluh eingenommen, auf der sich in den obersten 2 bis 5 m ein Boden ausgebildet hat. Nach unten wird diese fluvioglaziale Akkumulation vorwiegend durch ein Sandband abgeschlossen, stellenweise tritt in gleicher stratigraphischer Position auch ein tonig-schluffiger Horizont⁶⁾ auf. Da beide Fazies auch weiter unterhalb vorkommen, zählen sie zum mittleren Schichtpaket, einem feinkörnigen, ‚hartereichen‘, dolomitfreien Schotter.

Diese mittlere Akkumulation mit sehr vielen Quarzen, Quarziten und Hornsteinen, aber auch mit vielen Sandsteinen und Kristallingeröllen, ist verschiedentlich durch Eisen- und Manganoxidbänder rötlich oder schwärzlich gefärbt. Der Schotter, der in der vorgestellten Analyse (Tab. 1) noch 14 % Kalke⁷⁾ enthält, ist an anderer Stelle vollständig kalkfrei. Der Grad der

5) Das ist vor allem vor dem Hintergrund interessant, daß die Wand inzwischen wieder verwachsen ist und infolge der Baumaßnahmen nicht mehr zu begehen ist.

6) Trotz intensivster Suche konnten in diesen entweder primär kalkfreien oder nachträglich entkalkten verschiedenen Horizonten keine Konchylien gefunden werden.

7) Und diese Kalke sind meist nur noch als Kalk- oder Kieselskelette erhalten. Der geringe Kalkanteil wird durch Analysen untermauert, die für die Matrix (Fein- und Mittelsand, Schluff und Ton) einen Karbonatgehalt von etwa 5 % ausweisen, im hangenden Schotter wurden über 50 % ermittelt.

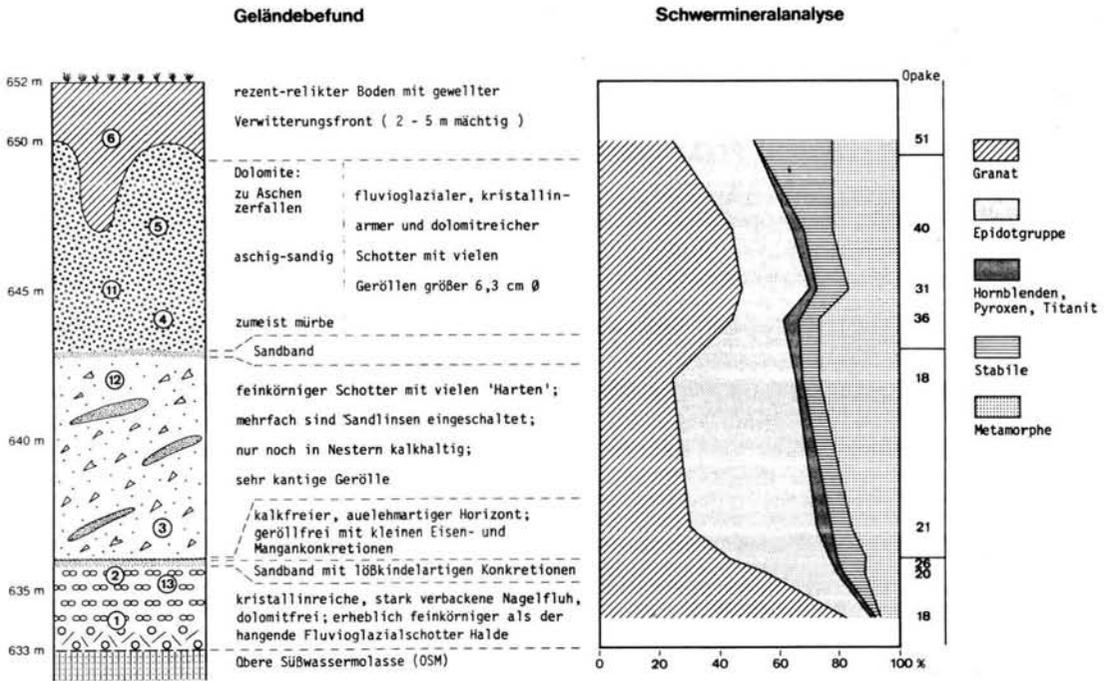


Abb. 2: Die Schichtenabfolge in der Kiesgrube am Schützenhaus von Daxberg.

Die Zahlen in den Kreisen markieren die Probenentnahmestelle und Probennummer.

Im Schwermineraldiagramm kennzeichnen die Prozentzahlen der Opaken gleichzeitig die Entnahmehöhe der Proben.

Zurundung kommt vielfach über das Stadium kantig nicht hinaus.

Dies und die unten folgenden Schwermineralanalysen erlauben, den mittleren Schotter als eine Periglazialfazies anzusprechen, in der einerseits schon verwittertes Material aus Fließerden (Böden der vorhergegangenen Interglaziale) aufgearbeitet worden ist, in die aber auch frisches, kalkhaltiges Material (z. B. aus der Adelegg) eingearbeitet wurde. Nach Ablagerung dieser und vor Ablagerung des hangenden Schotters muß eine weitere Verwitterungsphase stattgefunden haben, denn anders sind die vorhandenen Kieselskelette nicht zu erklären⁸⁾. Für 'in situ' Verwitterungsprozesse in diesem mittleren Schotter sprechen auch lößkindelartige Kalkanreicherungen in einem Sandband unter dem Schotter. Allerdings haben diese Prozesse nicht die Intensität erreicht, die erlauben würde, für sie ein eindeutig interglaziales Alter zu postulieren.

Über die Qualität der Verwitterungsprozesse sind nur schwer Aussagen möglich, denn das Sediment be-

stand ja schon zur Zeit seiner Ablagerung zumindest teilweise aus solifluidal umgelagerter und fluvial transportiertem Verwitterungsmaterial. Wieviel Sediment wie stark in situ subaerisch verwittert sein dürfte, ist kaum zu entscheiden. Der relativ geringe Tonanteil (Tab. 3) weist auf keine allzu intensiven Bodenbildungsprozesse etwa interglazialen Charakters hin⁹⁾.

Die unteren 3 m der Kiesgrube werden von einer nahezu dolomitfreien, kristallinreichen, sehr stark verbackenen Nagelfluh eingenommen. Dieser Schotter wurde von SINN (1972) und JERZ (1978) als eine Ablagerung fluviatil-periglazialer Adelegg-Flüsse gedeutet, eine Interpretation, die nach Kenntnis einiger kristallinreicher Tertiärschottervorkommen der Adelegg sehr einleuchtend ist.

3.3.2. Schwermineralanalysen

Aus der gesamten Sedimentfolge wurden 9 Proben für Schwermineralanalysen gewonnen. Probe 6 wurde

8) Kieselskelette verwitterter Kalke zerbrechen bei solifluidalem Transport. Bei der vorgefundenen Menge kann auch nicht mit gefrorenen Kieselskeletten, die so den solifluidalen und fluvialen Transport überstanden hätten, argumentiert werden.

9) Oder aber das vorgefundene Sediment stellt nur den untersten Teil eines gekappten Verwitterungsprofils (B_v oder C_v-Horizont) dar. Dann müßte allerdings eine erhebliche Zeitspanne zwischen Ablagerung des mittleren Sediments, der Verwitterung und der Akkumulation des hangenden Schotters verstrichen sein.

Tab. 2: Schwermineralanalysen aus der Kiesgrube am Schützenhaus von Daxberg

Proben- nr.:	Granat	Epidotgruppe	farblose-grüne Hornblende	Pyroxen	Titanit	Rutil	Anatas	Stabile			Metamorphe				Opake
								Brookit	Turmalin	Zirkon	Staurolith	Disthen	Andalusit	Sillimanit	
6	25	26	0	0	0	13	1	0	1	11	17	4	1	0	51
5	44	20	3	0	1	6	1	0	3	0	14	4	4	0	40
11	47	23	1	1	0	3	3	1	1	3	16	1	0	0	31
4	43	18	5	0	0	2	1	0	3	1	22	4	1	0	36
12	24	41	2	0	1	3	1	0	1	0	18	6	3	0	18
3	30	42	4	0	1	1	1	0	3	2	11	2	2	1	21
2	43	34	7	0	0	2	1	0	1	1	7	2	2	0	26
13	55	24	2	0	0	3	1	0	1	2	9	2	1	0	20
1	82	8	2	0	0	0	0	0	0	1	5	2	0	0	18

zu Vergleichszwecken dem rezent-relikten Boden entnommen, Proben 4, 5 und 11 dem hangenden Fluvio-glazialschotter, 3 und 12 dem mittleren Schichtpaket, 1, 2 und 13 der liegenden Nagelfluh (vgl. Abb. 2). Die vorliegenden Ergebnisse der Analysen (Abb. 2, Tab. 2) lassen eine Viertelung des Profils in die drei verschiedenen Schotterfazies sowie in den hangenden Boden zu.

Die Proben aus der liegenden Nagelfluh (1, 2, 13) zeigen durch das nicht verwitterungsbedingte Nachlassen des Granatanteils auf den Rückgang der aufgearbeiteten und dem Sediment einverleibten Molassekomponente hin. Die deutlich geringeren Granatgehalte in den Proben 3 und 12 aus dem mittleren Sediment dürften zumindest teilweise verwitterungsbedingt sein, da besonders in Probe 13 die Granate stark angewittert sind. Die Tatsache, daß die verwitterungsanfälligen Hornblenden noch vorhanden sind, macht die Interpretation des Milieus, in welchem das Sediment abgelagert wurde bzw. verwittert ist, nicht einfacher.

Das einheitlichste Spektrum weist der hangende fluvio-glaziale Schotter auf (Proben 4, 5, 11) und da sich der Boden oberhalb (Probe 6) eindeutig auf diesem Schotter entwickelt hat, ist die Differenz im Schwermineralspektrum auf Verwitterungsprozesse zurückzuführen. Im Boden tritt der Granatanteil stark zurück, Hornblenden fehlen, die Stablen sind dagegen häufig und der Anteil der Opaken ist so hoch wie in keiner der anderen Proben. Für die

Bodenbildungs- und Verwitterungsprozesse auf dem hangenden Schotter standen mehrere Interglaziale und das Holozän zur Verfügung, dem mittleren Schichtpaket wären für eine in situ Entkalkung weit geringere Zeitspannen zur Verfügung gestanden.

3.3.3. Bewertung

Schotter-, Schwermineral- und Korngrößenanalysen (Tab. 3) legen nahe, die Sedimentfolge am Schützenhaus von Daxberg dreizuteilen, wobei auf dem hangenden Schotter noch ein mächtiger Bodenhorizont ausgebildet ist.

Die liegende Nagelfluh, die primär nahezu dolomitfrei war, kann nach den Ergebnissen von SINN (1972) und JERZ (1978) auf umgelagerte Gerölle aus dem Adelegg-Schuttfächer zurückgeführt werden. In diesem Sediment ist fluvio-glazialer Einfluß aus den nördlichen Kalkalpen nicht nachzuweisen, denn die dafür charakteristischen Dolomite fehlen nahezu vollständig.

Diese grobe und feinmaterialarme Nagelfluh endet unterhalb eines fast den ganzen Aufschluß durchziehenden Sandbandes, das von einem kalkfreien, sehr feinkörnigen, auelehmartigen Horizont nach oben hin abgeschlossen wird. Dieser Horizont läßt an eine nachlassende Schüttung groben Materials und/oder an ein Nachlassen der Schleppkraft der periglazialen Flüsse denken, sodaß zuerst noch Sand, dann nur noch Schluff und Ton abgelagert werden konnte.

Tab. 3: Korngrößenanalysen aus der Kiesgrube am Schützenhaus von Daxberg, vom Hochfirst und Stoffersberg (Gerölle > 2,0 cm Ø von Hand abgeseibt und petrographisch analysiert, vgl. Tabelle 1)

	Daxberg			Hochfirst	Stoffersberg
	hangende Fazies	mittlere Fazies	liegende Fazies		
Mittelkies:	19,0 %	41,7 %	68,3 %	21,3 %	33,7 %
Feinkies:	7,7 %	19,2 %	8,6 %	8,1 %	11,0 %
Kies	26,7 %	60,9 %	76,9 %	29,4 %	44,7 %
Grobsand:	4,0 %	8,2 %	1,2 %	2,4 %	3,4 %
Mittelsand:	21,4 %	12,9 %	11,2 %	8,3 %	5,8 %
Feinsand:	17,9 %	12,4 %	7,3 %	18,5 %	12,9 %
Sand	43,3 %	33,5 %	19,7 %	29,2 %	22,1 %
Grobschluff:	18,5 %	2,0 %	1,4 %	25,3 %	19,5 %
Mittelschluff:	6,0 %	1,1 %	1,0 %	13,2 %	11,1 %
Feinschluff:	1,6 %	0,8 %	0,7 %	1,1 %	1,3 %
Schluff	26,1 %	3,9 %	3,1 %	39,6 %	31,9 %
Ton:	3,9 %	1,7 %	0,3 %	1,8 %	1,3 %

Auf ein Zusammenwirken von solifluidalen und fluviatil-periglazialen Prozessen geht die Akkumulation des mittleren Sediments zurück. Schrägschüttung und Kreuzschichtung weisen auf die Dominanz der fluvialen Dynamik hin. Postsedimentäre Entkalkung muß zumindest teilweise stattgefunden haben. Ein über die gesamte Aufschlußbreite ziehendes Sand- bzw. toniges Band am Top der Ablagerung zeigt ein Erlahmen der Schleppkraft an.

Die Ansprache des hangenden Schotter als fluvioglaziales Sediment bereitet keinerlei Schwierigkeiten. Nach den Ergebnissen von LÖSCHER (1976) und LÖSCHER & SINN (1983) ist das Alter höchstwahrscheinlich älter als viertletzteiszeitlich (d. h. älter als Günz im klassischen Sinne).

4. Zur Genese und Stratigraphie der ältesten Schotter auf der südlichen Iller-Lechplatte

Die höchstgelegenen Sedimente wie der Hochfirstschotter, der Plattenberg-Arlesrieder Schotter oder

der Stoffersbergschotter haben im Schotterspektrum große Ähnlichkeit mit den jüngeren eindeutig fluvioglazialen Schottern. Sie unterscheiden sich aber grundlegend von periglazial-fluviatilen Ablagerungen, gleich ob diese als Restschotter oder restschotterartige Sedimente (mittlerer Bereich der Kiesgrube Daxberg) oder als umgelagerte Tertiärschotter (liegender Bereich der Kiesgrube Daxberg) vorliegen. Nach der petrographischen Zusammensetzung war das Liefergebiet der Ur-Iller, welche den Hochfirstschotter abgelagerte, identisch mit dem Einzugsgebiet des Gletschers, dessen umgelagerte Sedimente das Hangende der Kiesgrube Daxberg bildet.

Da der Hochfirstschotter aber erheblich feinere Gerölle infolge eines längeren fluvialen Transportweges führt als der fluvioglaziale Schotter von Daxberg, ist eine zugehörige Eisrandlage weit südlich der bisher bekannten zu vermuten. Durch ihr Geröllspektrum sind Hochfirst- wie Stoffersbergschotter genetisch mit den jüngeren fluvioglazialen Sedimenten gleichzusetzen, allerdings ohne nachweisbare Moränenverbindung.

Die ältesten Schotter des extramorphalen Bereichs zwischen Iller und Lech stammen alle aus dem Pleistozän, wobei tertiäre Konglomerate aus der OSM wie nördlich des Auerbergs (RÖGNER 1979) oder bei Schellenberg (JERZ 1983) natürlich nicht mit den pleistozänen Ablagerungen verwechselt werden dürfen. Im Bereich der südwestlichen Iller-Lechplatte ist der Gehalt an Dolomiten das wichtigste Unterscheidungskriterium; denn hier bleiben die Dolomitgehalte der tertiären Konglomeratlagen meist weit unter 10 %, zum Teil sind sie dolomitfrei (SCHIEMENZ 1960), bei den quartären Schottern liegen sie meist über 30 % (dazu auch SINN 1972: 51 und 52; Anm. zu Tab. 5 und 6).

Auf der südöstlichen Iller-Lechplatte bieten die ‚gelben Kalke‘, die in den quartären Ablagerungen 30 % nicht erreichen, in den tertiären Nagelfluhen des Weichberges aber 85 % (RÖGNER 1979) ausmachen, das einfachste Unterscheidungskriterium.

Die Schotterreste auf dem Hochfirst und Stoffersberg wurden während der ältestpleistozänen Biberkaltzeiten akkumuliert. Ihr Habitus unterscheidet sich von den biberkaltzeitlichen Schottern der Typenregion westlich Augsburg (SCHAEFER 1957) vor allem durch die Tatsache, daß in ihnen noch Kalke und sogar Dolomite vorhanden sind, während die ältestpleistozänen Schotter am Staufersberg (Staufenberg) vollständig entkalkt sind.

Der hangende Schotter in der Kiesgrube am Schützenhaus von Daxberg wird in die jüngere Donauzeit eingeordnet, das Alter der mittleren und liegenden Sedimente ist ebenfalls donauzeitlich, gegebenenfalls aber aus einer älteren Phase.

5. Schluß

Die ältesten Schotter der südlichen Iller-Lechplatte auf dem Hochfirst und dem Stoffersberg haben große Ähnlichkeit mit den jüngeren, eindeutig fluvioglazialen Ablagerungen. Deshalb müssen zur Zeit der jeweiligen Sedimentation in etwa identische Ablagerungs- und Herkunftsbedingungen geherrscht haben. Die Tatsache, daß sie sich in ihrer Petrographie eindeutig von den älteren, tertiären Nagelfluhen aus der OSM, aber auch von kaltzeitlichen, periglazial-fluvialen Ablagerungen unterscheiden, muß zu dem Schluß führen, daß ihre Entstehung mit Vereisungen, die zumindest bis in die Nähe des Nordalpenrandes oder darüber hinaus vorgestoßen waren, die aber die Jungendmoränenwälle nicht erreicht haben, zurückgeführt werden. Da Klimaverschlechterungen, die zu Vereisungen geführt haben, erst im Pleistozän aufgetreten sind, ist ein pleistozänes Alter sehr wahrscheinlich und man kann von Biberzeiten sprechen.

6. Dank

Herzlichen Dank schulde ich Prof. Dr. HANS GRAUL, meinem Lehrmeister und Doktorvater, mit dem ich das Alter der „ältesten“ Schotter viele Stunden diskutieren konnte. Ihm sei dieser Aufsatz nachträglich zu seinem 75. Geburtstag gewidmet.

Die Schwermineralanalysen wurden dankenswerterweise und großzügig wie immer von Priv. Doz. Dr. W. TILLMANN (Köln) durchgeführt.

Finanzielle Unterstützung erhielt ich im Verlaufe der Jahre von der Deutschen Forschungsgemeinschaft, der Konrad Adenauer-Stiftung und der Universität-Gesamthochschule Paderborn.

7. Schriftenverzeichnis

- EBERL, B. (1930): Die Eiszeitenfolge im nördlichen Alpenvorlande. — VIII + 427 S., 19 Abb., 2 Taf., 1 Kte.; Augsburg (Filzer).
- GRAUL, H. (1962): Eine Revision des pleistozänen Stratigraphie des schwäbischen Alpenvorlandes (mit einem bodenkundlichen Beitrag von K. BRUNNACKER). — Petermanns Geographische Mitteilungen, 106: 253—271, 8 Abb.; Gotha.
- , SCHAEFER, I. & WEIDENBACH, F. (1951): Quartärgeologische Exkursion durch die Riß-Lechplatte. — Geologica Bavarica, 6: 91—117, 9 Abb.; München.
- JERZ, H. (1978): Quartär. — In: Erläuterungen zum Blatt Nr. 7927 Amendingen der Geologischen Karte von Bayern (1:25 000) von JERZ & WAGNER: 41—65, 5 Abb., 2 Tab.; München.
- (1983): Halt 10 der Exkursion J am 9. 4. 1983. — In: Quartär in der Umgebung von Obergünzburg. Jbr. Mitt. oberrhein. geol. Verein, N.F., 65: 130; Stuttgart (Schweizerbart).
- & W. GROTTENTHALER (1981): Glazialer und fluvioglazialer Bereich. — In: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern (1:500 000), 3. Aufl.: 135—141, 4 Tab.; München.
- , STEPHAN, W., STREIT, R. & WEINIG, H. (1975): Zur Geologie des Iller-Mündel-Gebietes. — Geologica Bavarica, 74: 99—130, 2 Beil.; München.
- & WAGNER, R. (1978): Geologische Karte von Bayern (1:25 000), Blatt Nr. 7927 Amendingen: 131 S., 20 Abb., 7 Tab., 4 Beil.; München.
- LÖSCHER, M. (1976): Die präwürmzeitlichen Schotterablagerungen in der nördlichen Iller-Lechplatte. — Heidelberger geogr. Arb., 45: IX + 157 S., 26 Abb., 4 Tab., 8 Taf., 4 Ktn., 17 Beil.; Heidelberg.
- & SINN, P. (1983): Ein Beitrag zur Quartärstratigraphie und Paläogeographie des „Eisenburger Schotterfeldes“ nördlich Memmingen. — Mitt. Geograph. Ges. München, 68: 67—88, 6 Abb.; München.

- MADER, M. (1976): Schichtenfolge und Erdgeschichte im Bereich des Schussenlobus des pleistozänen Rhein-Vorlandgletschers. — [Unveröff.] Diss. Univ. Tübingen: 169 S.; Tübingen.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1901—09): Die Alpen im Eiszeitalter. — 1199 S., 156 Abb., 30 Taf., 19 Ktn.; Leipzig (Tauchnitz).
- RÖGNER, K. J. (1979): Die glaziale und fluvioglaziale Dynamik im östlichen Lechgletschervorland. — Ein Beitrag zur präwürmzeitlichen Pleistozänstratigraphie. — Heidelberg geogr. Arb., 49: 67—138, 12 Fig., 5 Abb., 5 Ktn., 2 Prof., 3 Beil.; Heidelberg.
- SCHIEMENZ, S. (1960): Fazies und Paläogeographie der subalpinen Molasse zwischen Bodensee und Isar. — Beih. Geol. Jb., 38: 119 S., 23 Abb., 17 Tab., 6 Taf.; Hannover.
- SCHAEFER, I. (1951): Quartärgeologische Exkursion durch die Riß-Lechplatte. — In: GRAUL, SCHAEFER & WEIDENBACH, 1951: 98—114, 4 Abb.; München.
- (1953): Die Donaueiszeitlichen Ablagerungen an Lech und Wertach. — Geologica Bavarica, 19: 13—65, 15 Abb.; München.
- (1957): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Augsburg und Umgebung (1:50 000). — 92 S., 4 Abb., 2 Beil.; München.
- (1965): The succession of fluvioglacial deposits in the Northern Alpine Foreland. — Proceedings of the VII. Congress/INQA, 14: 9—14; Boulder-Denver, Colorado.

Kartenverzeichnis

- JERZ, H. (1978): Geologische Karte von Bayern (1:25 000), Blatt Nr. 7929 Amendingen; München (Geologisches Landesamt).
- SCHAEFER, I. (1957): Geologische Karte von Augsburg und Umgebung (1:50 000); München (Geologisches Landesamt).
- SCHOLZ, H. (1983): Geologische Übersichtskarte der Bundesrepublik Deutschland (1:200 000), Blatt Nr. CC 8726 Kempten; Hannover (Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe). Die wissenschaftliche Bearbeitung des Quartärs erfolgte durch H. SCHOLZ.
- STREIT, R., WEINIG, H., JERZ, H. & STEPHAN, W. (1975): Geologische Übersichtskarte des Iller-Mindel-Gebietes (1:100 000) mit Gewinnungsstellen für Lockergesteine; München (Geologisches Landesamt).
- Topographische Karte 1:25 000; Blatt Nr. 7927 Amendingen, Blatt Nr. 7930 Buchloe, Blatt Nr. 8028 Markt Rettenbach; München (Bayerisches Landesvermessungsamt).

Bemerkungen zum Altpleistozän des Illergletscher-Gebietes *)

KARL ALBERT HABBE **)

Lower Pleistocene, Mindel glaciation, Haslach glaciation, Middle Pleistocene, Riß glaciation, glaciofluvial features (Older Deckenschotter, Younger Deckenschotter), moraines, extent, geomorphological sketch maps

German Alpine Foreland (Iller area), Bavaria

TK 25: Nr. 8127

Kurzfassung: Die Geomorphologische Kartierung des Blattes 8127 Grönenbach machte eine Auseinandersetzung mit den divergierenden Ergebnissen neuerer Untersuchungen zum Altpleistozän des Illergletscher-Gebietes notwendig. Es ergab sich, daß die im Blattgebiet auftretenden altpleistozänen glazifluvialen Bildungen (Ältere und Jüngere Deckenschotter) als im wesentlichen einheitliche, zeitlich nicht zu untergliedernde Schüttungen zu betrachten, und daß die Altmoränen eindeutig in drei Komplexe zu gliedern sind, die der Riß-Eiszeit, der Mindel-Eiszeit sensu PENCK 1901 („klassisches“ Mindel) und einer weiteren, zwischen klassischem Mindel und Günz einzuordnenden Eiszeit (möglicherweise der Haslach-Eiszeit sensu SCHREINER 1981) zugewiesen werden.

[Remarks on Deposits and Relief Forms of the Older Pleistocene of the Iller Glacier Area (Bavarian Alpine Foreland)]

Abstract: Geomorphological mapping of sheet 8127 Grönenbach made it necessary, to discuss the diverging findings of some recent studies on the Older Pleistocene of the former Iller glacier. The result is, that the glaciofluvial features of the Older Pleistocene in the area (Older Deckenschotter, Younger Deckenschotter) have been deposited as essentially uniform accretions, and that the Older Moraines can be clearly subdivided into three moraine complexes, which are assigned to the Riss glaciation, the Mindel glaciation sensu PENCK 1901 ('classical' Mindel) and a still older glaciation, which is to be intercalated between the classical Mindel and the Günz glaciation (possibly the Haslach glaciation sensu SCHREINER 1981).

1. Vorbemerkungen

Das Gebiet des pleistozänen Iller-Gletschers und seines glazifluvialen Vorfelds — der Iller-Lech-Platte — ist bekanntlich die Typregion für A. PENCKs Viergliederung der alpinen Eiszeiten (PENCK & BRÜCKNER 1901/09) gewesen und hat auch nach PENCK immer wieder — für die Stratigraphie des Pleistozäns allgemein wichtige — neue Ergebnisse geliefert. Erinnert sei nur an die Untersuchungen von B. EBERL (1930), an I. SCHAEFERS und H. GRAULs Arbeiten aus den 40er und 50er Jahren (SCHAEFER 1940; GRAUL & SCHAEFER 1953), an die Untersuchungen der Heidelberger Graul-Schüler aus den 70er Jahren (SINN 1972; EICHLER & SINN 1975; LÖSCHER 1976) und an die daraus erwachsene — ja noch keineswegs abgeschlossene — Diskussion mit I. SCHAEFER.

Vergleicht man jedoch das Kärtchen der „Schotterfelder der Gegend von Memmingen“ aus den „Alpen im Eiszeitalter“ (PENCK & BRÜCKNER 1901/09: 29, Fig. 2, — die gleiche Abbildung auch bei SCHAEFER 1973: 169, Abb. 1), an dem PENCK sein tetraglaziales System demonstriert hatte, mit der Geologischen Übersichtskarte des Iller-Mindel-Gebiets 1:100 000 von H. JERZ et al. von 1975 (die Karte beruht für das in Frage stehende Gebiet weitgehend auf SINN 1972 und GLÜCKERT 1974 und war ihrerseits Grundlage für das von H. SCHOLZ und W. ZACHER bearbeitete Blatt CC 8726 Kempten der Geologischen Übersichtskarte 1:200 000 von 1983), dann scheint es auf den ersten Blick in diesem engeren Illergletscher-Vorfeld in einem Dreivierteljahrhundert kaum zu neuen Erkenntnissen gekommen zu sein: dem Memminger Feld PENCKs entspricht nach wie vor die Niederterrasse, seinem Hitzenhofener Feld die Hochterrasse, dem Grönenbacher Feld die Jüngeren Deckenschotter und dem PENCKschen Hochfeld die Älteren Deckenschotter (vgl. dazu Abb. 1 u. 2).

*) Überarbeitete Fassung eines Vortrags, der am 12. 9. 1985 auf der 22. Wissenschaftlichen Tagung der Deutschen Quartärvereinigung in Freiburg gehalten wurde. Aus technischen Gründen können hier nicht alle während des Vortrages gezeigten Abbildungen reproduziert werden. Sie sind in den Originalveröffentlichungen (PENCK & BRÜCKNER 1901/09; EBERL 1930; SINN 1972; SCHAEFER 1973; GLÜCKERT 1974; JERZ et al. 1975; STEPP 1981) nachzuschlagen.

**) Anschrift des Autors: Prof. Dr. K. A. HABBE, Institut für Geographie der Universität, Kochstr. 4, 8520 Erlangen.

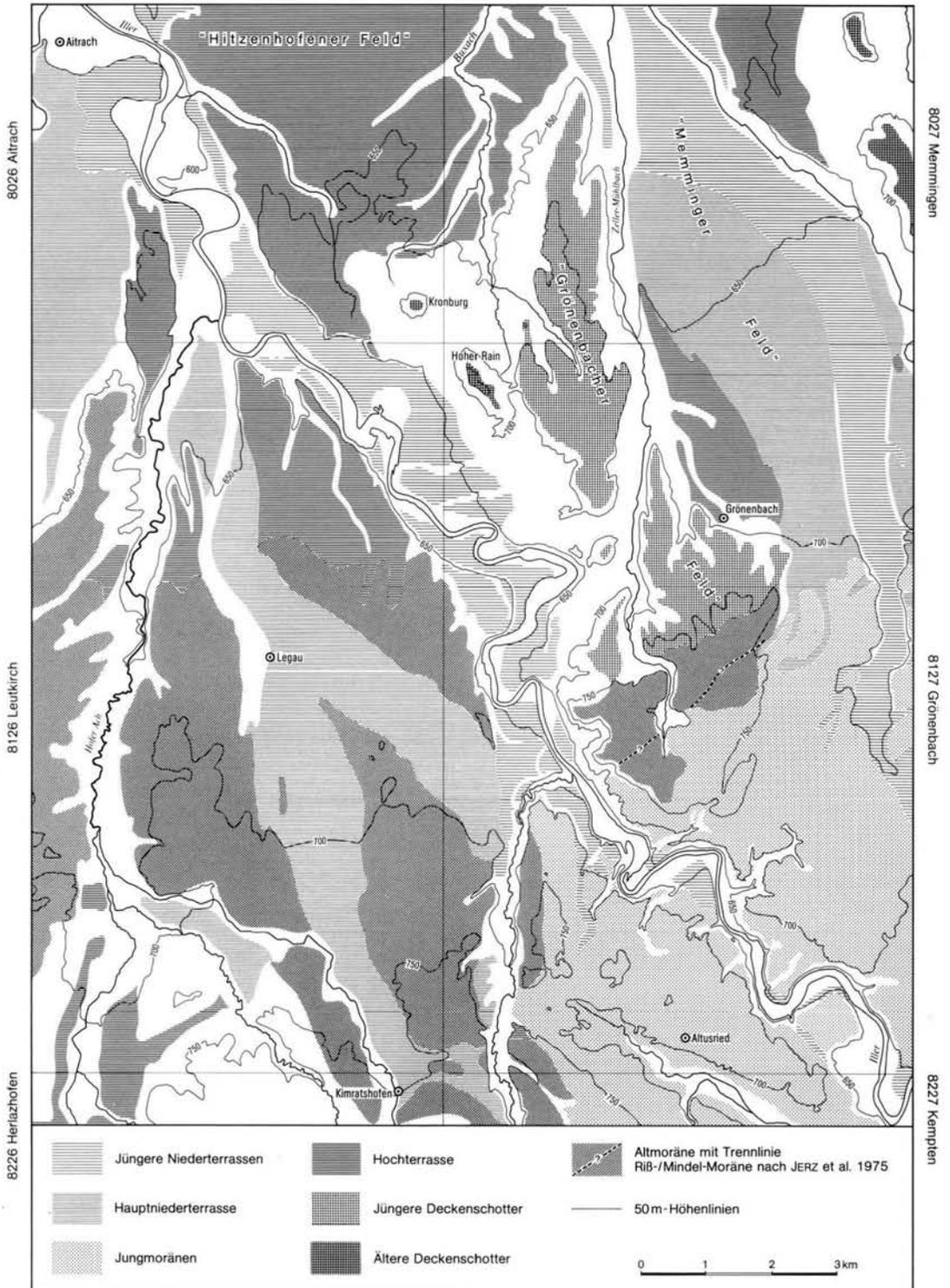


Abb. 1: Geologisch-morphographische Übersichtskarte von Blatt Grönenbach und seinen Randgebieten (Westabschnitt).

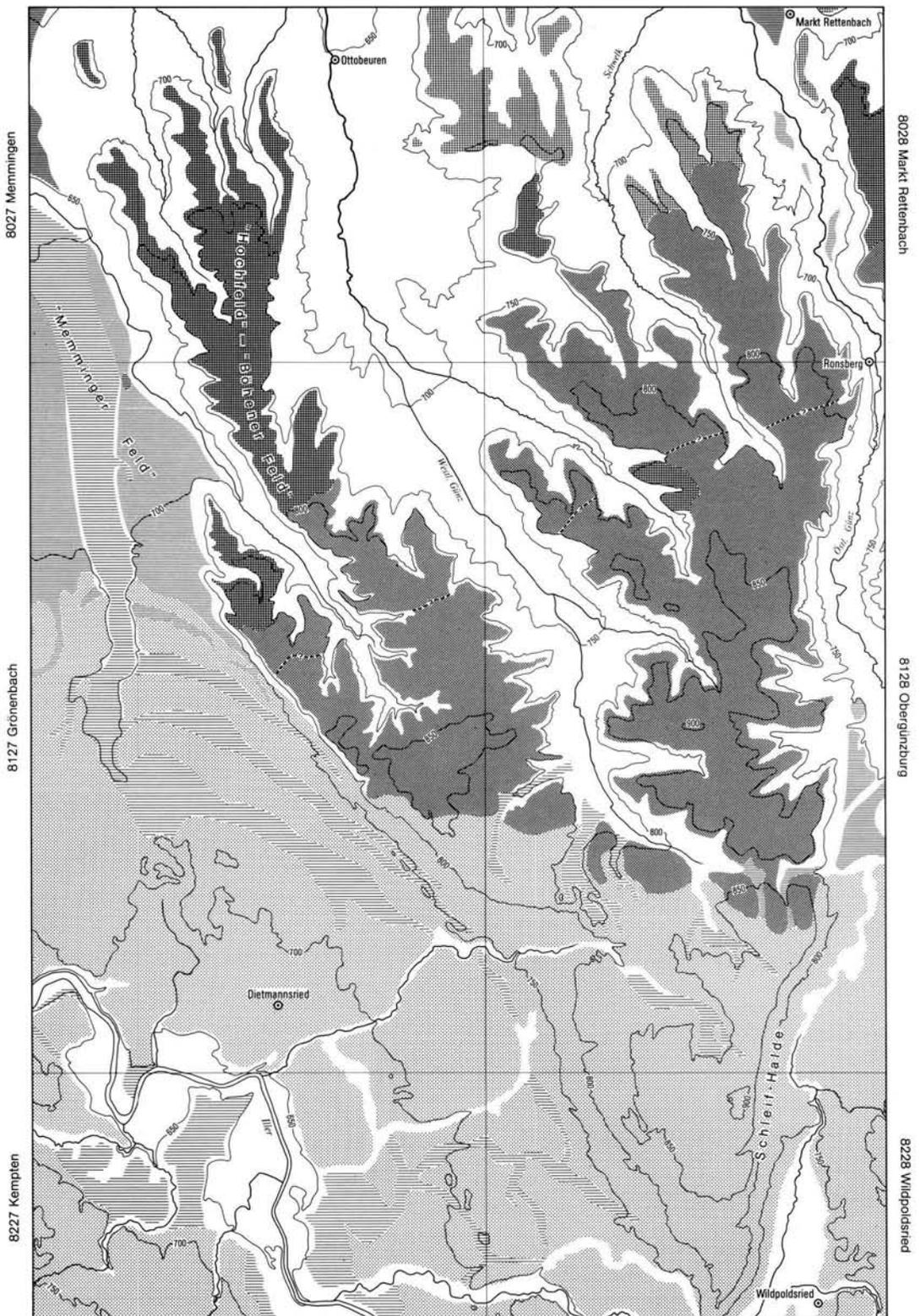


Abb. 2: Geologisch-morphographische Übersichtskarte von Blatt Grönenbach und seinen Randgebieten (Ostabschnitt).

Dieser erste Eindruck täuscht jedoch. Einmal zeigt die JERZsche Karte aus technischen Gründen nicht (was dann in den Erläuterungen aber dargelegt wird), daß sowohl Niederterrasse wie Hochterrasse je in zwei Niveaus vorliegen (was PENCK noch nicht gesehen hatte). Die JERZsche Karte berücksichtigt weiter nicht den zum Zeitpunkt ihres Erscheinens bereits vorliegenden Versuch I. SCHAEFERS (1973), die PENCKsche Typlokalität für die Mindel-Eiszeit — das Grönenbacher Feld — vollkommen neuzugliedern. Sie konnte schließlich nicht die Umdatierung der PENCKschen Schotterfelder durch M. LÖSCHER (1976) und R. STEPPS (1981) Versuch einer Neugliederung der Älteren Deckenschotter des Böhener Feldes berücksichtigen. Andererseits macht die JERZsche Karte dezidierte Aussagen über die Verbreitung der zu den ausgeschiedenen Schotterfeldern gehörigen Moränen, die schon PENCK eher dilatorisch behandelt hatte und die auch in den meisten späteren Arbeiten nur am Rande mitbesprochen werden. Diese Aussagen über Moränenverbreitung und -gliederung waren für den Entwurf einer geologischen Karte notwendig, sie stehen aber im Widerspruch zu den Vorstellungen älterer Autoren und erscheinen auch aus anderen Gründen problematisch. Tatsächlich liegen also auch im engeren Vorfeld des Iller-Gletschers eine ganze Reihe ungelöster quartärstratigraphischer Fragen vor.

Dieser Sachlage war Rechnung zu tragen, als die Erläuterungen zu der — im Rahmen des DFG-Schwerpunktprogramms „Geomorphologische Detailkartierung in der Bundesrepublik Deutschland“ durchgeführten — geomorphologischen Kartierung des Blattes 8127 Grönenbach der Topographischen Karte 1:25 000 (HABBE 1985 b) zusammengestellt wurden. Das Gebiet von Blatt Grönenbach wird zwar im S vorwiegend durch Ablagerungen und Formen der Würm-Eiszeit geprägt (vgl. dazu HABBE 1985 a), umfaßt aber im N auch Ablagerungen der drei älteren PENCKschen Eiszeiten, über die die Diskussion noch im Gange ist. Die Kartierung erzwang hier eine Stellungnahme, obwohl ihr Zweck primär nicht die Präzisierung der Quartärstratigraphie, sondern die Erprobung eines Kartierungsschlüssels war. Die vorliegenden Beobachtungen — nicht nur im Blattgebiet, sondern auch im Bereich der Nachbarblätter — mußten entsprechend geprüft, die kontroversen Schlußfolgerungen gegeneinander abgewogen, das Ergebnis schließlich kartographisch fixiert und in den Erläuterungen begründet werden. Entscheidungskriterium war dabei in der Regel, ob und inwieweit sich die Ergebnisse der vorliegenden Publikationen in den gegebenen morphologischen Zusammenhang einpassen ließen. Die wesentlichen Ergebnisse dieser Überlegungen werden im folgenden zur Diskussion gestellt.

2. Das Grönenbacher Feld

Bei der Neuaufnahme des Grönenbacher Feldes hatte SCHAEFER (1973) die Tatsache, daß dessen Schotterbasen an den Flanken der das Feld durchschneidenden jüngeren Täler in unterschiedlichen Höhenlagen ausstreichen, dahingehend interpretiert, daß das Grönenbacher Feld nicht — wie das alle älteren Autoren seit PENCK getan hatten — als eine einheitliche Schüttung aufzufassen sei, sondern als eine Folge von insgesamt zehn Eintiefungs- und Wiederaufschüttungszyklen (vgl. dazu SCHAEFER 1973: 174, Abb. 3 und Tafel I). Die Mindel-Eiszeit sei entsprechend als „Großeiszeit (oder . . . Eiszeitengruppe)“ (SCHAEFER 1973: 198) zu klassifizieren.

Grundannahme der SCHAEFERSchen Argumentation ist, daß jeder glazifluvialen Aufschüttung eine Erosionsphase vorausgehe, die dazu führe, daß die Schotterbasis ein kastenförmiges Querprofil aufweise (SCHAEFER 1950 u. ö., zuletzt 1981). Dies ist jedoch nicht unumstritten. Es gibt heute bereits eine ganze Reihe von Untersuchungen (SCHREINER 1980; HAAG 1981, 1982; RÖGNER 1979, 1980, 1981), die anhand von Bohrungen belegen, daß ein kastenförmiges Querprofil der Schotterbasen keineswegs der Regelfall sein muß, insbesondere dann nicht, wenn die glazifluviale Verschüttung erstmals erfolgt und ein Tal betrifft, das zuvor unter periglazialen Bedingungen entstanden war. Ob die SCHAEFERSchen Schlußfolgerungen zutreffen oder ob seine — an sich vorbildlich korrekt erhobenen — Beobachtungen nicht vielmehr zu Querprofilen führen müssen, wie sie schon PENCK gezeichnet hat (PENCK & BRÜCKNER 1901/09: 31, Fig. 3, — die gleiche Abbildung bei SCHAEFER 1973: 172, Abb. 2 oben), müßte also streng genommen anhand einer Folge engstehender Bohrungen geklärt werden. Zweifel an der SCHAEFERSchen Interpretation erscheinen aber jedenfalls erlaubt.

Denn schon das Oberflächenrelief des Grönenbacher Feldes stützt sie nicht (vgl. dazu die OH-Ausgabe der TK 1:50 000, Blatt L 8126 Memmingen). Eine Untergliederung in schmale Terrassenstreifen ist nicht erkennbar, — wenn man einmal davon absieht, daß das Feld im Nordteil eine leichte W-E-Asymmetrie aufweist. Daß der Westflügel hier generell etwas höher liegt, läßt sich jedoch zwanglos durch die periglaziale Überformung während der der Ablagerung folgenden Kaltzeiten erklären. SCHAEFERS Vorstellungen erscheinen aber auch noch aus anderen Gründen problematisch. Sie erklären nämlich nicht (oder nur durch Zuatzhypthesen),

— weshalb die der jeweiligen Einschneidung folgende Wiederaufschüttung stets — was ganz ungewöhnlich wäre — das Ausgangsniveau gerade wieder erreicht haben sollte (vgl. dazu SCHAEFER

- 1973: Tafel I, besonders Profil 7) oder — falls das nicht der Fall war — weshalb dann jüngere Wasserläufe wie der östlichste Zubringer der Buxach (vgl. dazu Abb. 1 und SCHAEFER 1973: 174, Abb. 3) von jüngeren Schotterfüllungen (in diesem Fall dem SCHAEFERSchen Schotter VII) her auf ältere Schotter (hier die SCHAEFERSchen Schotter VI und V) mit höherliegender Aufschüttungsoberfläche hätten übertreten und diese zerschneiden können sollen,
- weshalb die angenommenen Vorstöße der mindelzeitlichen Gletscher ihre Schmelzwasserrinnen zwar ständig tiefergelegt, sie dabei aber nicht — wie es normal gewesen wäre — konzentriert, sondern zunehmend — in schließlich vier Rinnen (SCHAEFER 1973; 193, Abb. 4) — aufgesplittert haben sollen,
 - wie jüngere Schotter, die nach rückwärts keine Verbindung zum Schmelzwasserursprung an den zugehörigen Gletscherstirnen haben, unvermittelt zwischen älteren Schottern auftauchen können (Schotter X zwischen Schotter VI und VII westlich Grönenbach und zwischen Schotter VIII und IX westlich Waldegg, — vgl. dazu SCHAEFER 1974: 174, Abb. 3),
 - weshalb die den Schotterkomplex im S abschließenden mindelzeitlichen Endmoränen am oberen Ende der jüngsten und am stärksten eingetieften Rinnen (Schotter IX westlich Waldegg, — vgl. SCHAEFER 1973: 174: Abb. 3) keine Schmelzwaserdurchlässe aufweisen, sondern deren Füllungen eindeutig überlagern.

Zudem ist an keiner Stelle nachgewiesen, daß die von SCHAEFER unterschiedenen Schotterstränge tatsächlich so, wie es seine Profile zeigen, durch steil einfallende Erosionsdiskordanzen voneinander getrennt sind.

Diese Unstimmigkeiten lassen sich beheben, wenn man nicht — wie SCHAEFER — davon ausgeht, daß die Bildung des Grönenbacher Feldes bereits mit dem Beginn der Mindel-Eiszeit eingesetzt habe. Der aus dem der Mindel-Eiszeit vorhergehenden Interglazial überkommene Abfluß des Iller-Gletschers (also die Ur-Iller) muß nämlich noch zu Beginn der Mindel-Eiszeit aus der Gegend von Kempten nach NNE gegen das heutige Mindel-Tal gezielt haben. Für die Günz-Eiszeit ist diese alte Abflußrichtung seit EBERL (1930) belegt. Aber auch in den nachfolgenden Kaltzeiten sind die glazifluvialen Schüttungen der vorstoßenden Gletscher immer zunächst in NNE-Richtung erfolgt. Das beweisen der ausgedehnte und mächtige Jüngere Deckenschotter von Oberegg-Saulengrain südsüdwestlich Mindelheim und der ihm westlich benachbarte, etwas tiefer liegende, aus dem Östlichen Günz- ins Mindel-Tal hinüberwechselnde Jüngere

Deckenschotter von Unterburg-Erlis (vgl. dazu die JERZsche Karte und SINN 1972: 93 ff.). Beide Schotter setzen trotz — bezogen auf den Austritt des Iller-Gletschers aus dem Gebirge südlich Kempten — wesentlich externerer Lage höher an als das Grönenbacher Feld. Sie hätten nicht geschüttet werden können, wenn der tieferliegende Schmelzwasserabfluß über das Grönenbacher Feld zur Zeit ihrer Entstehung schon existiert hätte. Das Grönenbacher Feld muß also später entstanden sein. Wahrscheinlich ist, daß es auf die gleiche Weise zustande gekommen ist, die sich für die verschiedenen Abflußrinnen des wärmzeitlichen wie des rißzeitlichen Iller-Gletschers im Detail nachweisen läßt: nämlich erst kurz vor dem Hochstand des mindelzeitlichen Gletschers durch Schmelzwasserüberläufe in ein benachbartes autochthones Talsystem. Dafür spricht neben der tiefen Lage des Grönenbacher Feldes (und seiner Fortsetzung im N bei Schwaighausen) das auffallende Ausheben seiner Schotterbasis gegen deren Wurzeln hin (vgl. dazu SINN 1972: Längsprofil 5 und SCHAEFER 1973: Tafel II).

Das Grönenbacher Feld ist danach als eine relativ rasch geschüttete einheitliche Bildung aufzufassen, was auch den recht gleichförmigen Schotterbestand erklären würde. In der Schlußphase der Entwicklung ist dann der mindelzeitliche Gletscher auf seine eigenen Schotter aufgefahren und hat die das Feld im S abschließenden Moränen abgelagert, — so wie das der rißzeitliche Gletscher beim Hitzenhofener Feld und der wärmzeitliche Gletscher beim Memminger Feld auch getan haben. Im Prinzip hat diesen Zusammenhang bereits SINN (1972: 105 f.) dargestellt. Unbeschadet einer zukünftigen Detailuntersuchung der Schotterbasen darf also weiterhin angenommen werden, daß das Grönenbacher Feld — so wie das auch alle älteren Autoren seit PENCK gesehen haben — als eine einheitliche Bildung eines einzigen Gletscher-Großvorstoßes, eben der Mindel-Eiszeit sensu PENCK zu betrachten ist. Entsprechend kann das — in die Achse des Memminger Trockentals projizierte — Längsprofil des Grönenbacher Feldes weiter so gezeichnet werden, wie es schon PENCK (PENCK & BRÜCKNER 1901/09: Tafel I, Profil 1) getan hat (vgl. dazu Abb. 3).

3. Das Böhener Feld

Für den Älteren Deckenschotter des von STEPP (1981) sogenannten Böhener Feldes — PENCKs „Hochfeld“ also bzw. den Schratzenbach-Theinselberger Schotter sensu SINN (1972) — gilt ähnliches. STEPP hatte ihn aufgrund der Schotterunterkanten-Ausstriche in sechs Schotterstränge gegliedert (STEPP 1981: 51, Abb. 4 und 64, Abb. 8). Dagegen können die gleichen

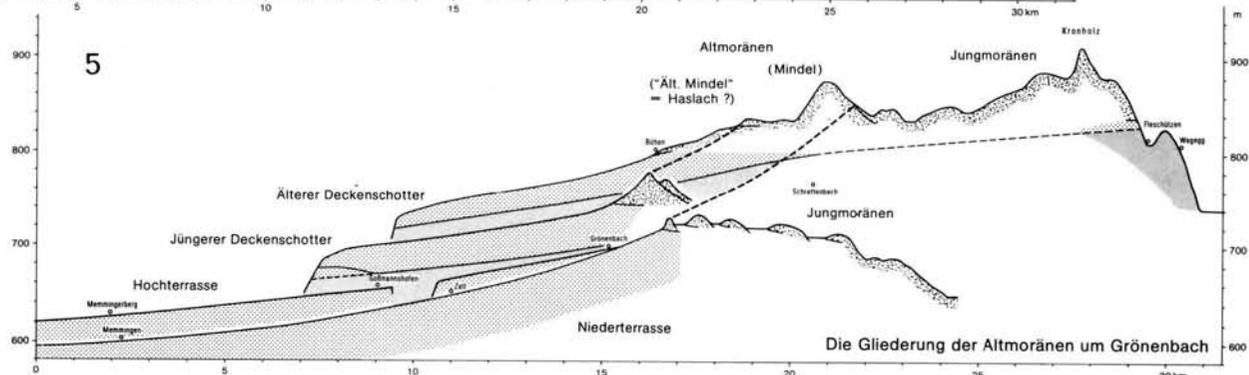
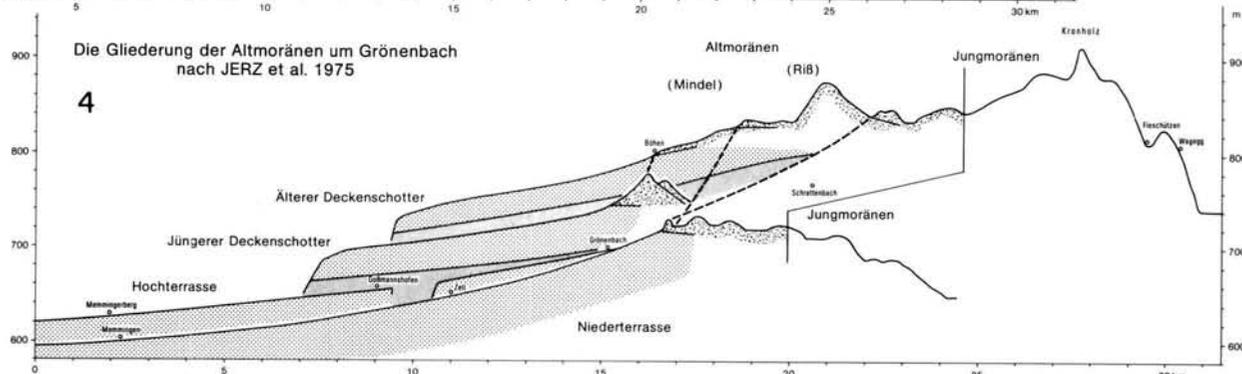
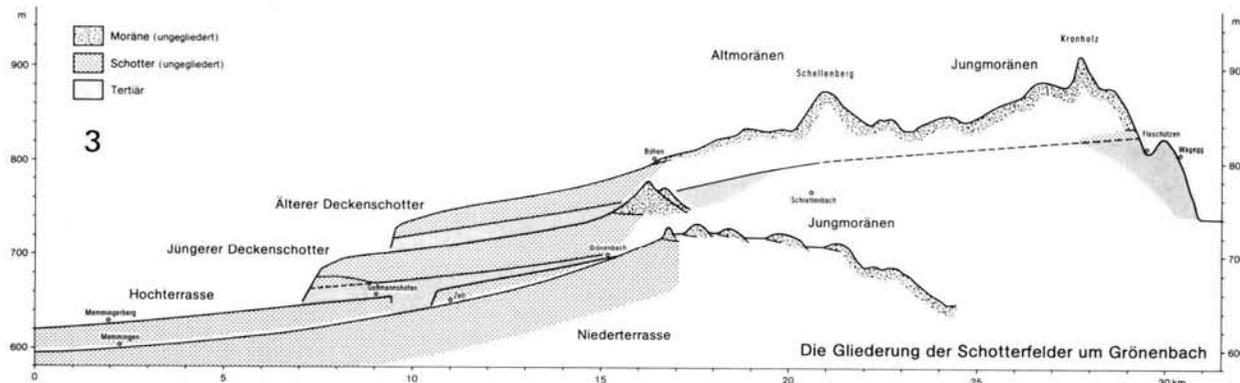


Abb. 3, 4 und 5:
Schotterfelder und Moränen-
ablagerungen um Grödenbach
im Längsprofil.
Die Profilachse verläuft
in der Mittellinie des
Memminger Trockentals.

Bedenken vorgebracht werden wie gegen die SCHAEFERSche Interpretation des Grönenbacher Feldes.

Zunächst stützt auch hier das Oberflächenrelief (vgl. dazu die OH-Ausgabe der TK 1 : 50000, Blätter L 8126 Memmingen, L 8128 Kaufbeuren und L 8328 Marktoberdorf) die STEPPSchen Annahmen nicht: das Böhener Feld weist eine ausgesprochen gleichmäßige Abdachung nach N auf, die eine Gliederung in Teilstränge nicht erkennen läßt. Gegen separat eingetieft und bis auf ein einheitliches Oberflächenniveau je wiederaufgefüllte Rinnen spricht hier wie beim Grönenbacher Feld die nicht beantwortete Frage nach der Mechanik eines solchen Vorgangs. Die kleinen Unterschiede hinsichtlich der Ausstriche der Schotterunterkanten in den Querprofilen, auch das — vor allem im Südabschnitt feststellbare — Ausheben der Schotterbasen gegen E läßt sich mit der Verschüttung eines periglazial vorgeformten Reliefs zwanglos erklären (vgl. dazu SINN 1972: 68 ff.). STEPPS Feststellung (1981: 50) „Einen umfassenden „Schrattenbach-Theinselberg-Schotter“ . . . , der in Muldentälern abgelagert sei . . . , gibt es nicht, denn die Querprofile (1—8) zeigen ebene Sohlenflächen der einzelnen Schotterrinnen“ gilt allenfalls dann, wenn die Querprofile tatsächlich so zu zeichnen wären wie STEPP es getan hat. Daran kann man aber zweifeln. STEPP selbst hat sicher nicht ohne Grund darauf verzichtet, in seine Querprofile die steil einfallenden Erosionsdiskordanzen einzutragen, die zwischen den von ihm unterschiedenen Schottersträngen zu fordern wären (zwischen den Schottern B3 und F3 in Profil 2 sowie zwischen B2 und E in Profil 6, — vgl. STEPP 1981: 51, Abb. 4). Im Gelände sind sie tatsächlich nirgends zu beobachten. Damit stellt sich aber die Frage, ob die Ausstriche der Schotterunterkanten in den genannten Profilen nicht direkt zu verbinden sind, und damit das gleiche Problem, das schon beim Grönenbacher Feld angeschnitten wurde.

Im übrigen hat sich STEPP hinsichtlich der zeitlichen Stellung der von ihm unterschiedenen Schotterstränge zueinander nicht näher geäußert. Geht man von seinen Profilen aus, müßte der Schotter C wegen seiner generell höhergelegenen Basis der älteste sein, der Schotter F mit der (zumeist) tiefstgelegenen Basis der jüngste (STEPP 1981: 49, Abb. 3 und 51, Abb. 4). Bei diesem nur im N — eingeklemmt zwischen ältere Schotter — auftretenden Schotter F läßt STEPPS Übersichtskarte (1981: 64, Abb. 8) aber die Frage offen, wie hier der Schmelzwasserzustrom von dem weit im S gelegenen Gletscherrand her erfolgt sein soll. Das gleiche gilt für die nur kleinflächig auftretenden Schotter D und E. Ferner zeigen STEPPS Längsprofile (1981: 47, Abb. 2 und 49, Abb. 3) bei den beiden westlichen Hauptschottersträngen A und B mehrere Gefällsbrüche und Profilkreuzungen, die Schotter B

jünger erscheinen lassen als Schotter A, zugleich aber für Schotter B eine höher (und externer) gelegene „obere Erosionsbasis“ voraussetzen. Der zugehörige Gletscher müßte danach in einer schmalen Zunge bis nördlich Schrattenbach vorgestoßen sein, wofür aber jegliche sonstige Hinweise fehlen.

Andererseits weisen alle angenommenen Rinnen des Böhener Feldes einen nach Korngröße und Gesteinsanteilen sehr einheitlichen Schotterbestand auf. Man muß daher wohl — wägt man alle bisherigen Beobachtungen ab — vorbehaltlich einer näheren Untersuchung der Schotterbasen durch Bohrungen annehmen, daß auch das Böhener Feld eine im wesentlichen einheitliche Schüttung ist, die — wie das jüngere Grönenbacher Feld — als Folge von Schmelzwasserüberläufen über die linke Flanke der Gletscherumrahmung in ein periglazial vorgeformtes autochthones Talsystem zustande gekommen ist, — so wie das SINN (1972: 77 ff.) in den Grundzügen schon dargestellt hat.

STEPP selbst hat dazu mit seinen Überlegungen zum „Ursprung des Böhener Feldes“ (1981: 60 ff.) ein entscheidendes Argument geliefert: er konnte zeigen, daß eine Beziehung zwischen den — zuerst von EBERL (1930: 298 ff.) als Äquivalent der Älteren Deckenschotter der Günztalzone des Iller-Gletschers beschriebenen — altquartären Ablagerungen der Schleifhalde an der Westflanke des Wildpoldsrieder Zweigbeckens (zur Lage vgl. Abb. 2) und den Älteren Deckenschottern des Böhener Feldes — genauer: zum Schotter C — nur über eine in höher aufragendes Tertiär eingesenkte Rinne nördlich des Fleschütten-Tobels hergestellt werden kann (STEPP 1981: 60, Abb. 6), die Wurzeln seiner Schotter A und B seien dagegen südlich der Schleifhalde zu suchen.

An dieser Beobachtung ist zunächst interessant, daß die von STEPP identifizierte, nach N gerichtete Überlaufrinne ein muldenförmiges Querprofil aufweist und eben nicht das für die Basis der Älteren Deckenschotter sonst unterstellte Kastenprofil. Wichtig ist aber außerdem, daß die Rinnenfüllung nur geschüttet werden konnte, wenn es an der Stirn des zugehörigen Gletschers weiter westlich oder südwestlich keine wesentlich tiefergelegenen Abflüsse gab. Auch die von STEPP wohl mit Recht im S der Schleifhalde vermuteten Quellpunkte der Zuflüsse zu seinen Schottern A und B (und auch zu den westlich des Memminger Trockentals gelegenen Resten Älterer Deckenschotter auf dem Hohen Rain und der Kronburg, — vgl. Abb. 1) können daher nur aus vergleichbar hochgelegener Position gekommen sein. Das spricht gegen eine weiter im W gelegene breite günzzeitliche Schotterwurzelzone — wie sie STEPP annimmt — und verstärkt das zuerst von SINN (1972) vorgetragene

Argument, daß sich im Bereich des heutigen Dietmannsrieder Zweigbeckens während der Schüttung der Älteren Deckenschotter noch eine von hochaufragendem Tertiär gebildete Wasserscheide befand, die zunächst nur über einzelne Pässe hinweg von Schmelzwasserabflüssen überschritten werden konnte. Es legt im übrigen auch die Vermutung nahe, daß es sich bei den auffälligen Erhebungen im Wasserscheidenbereich zwischen Memminger Trockental und Östlicher Günz (vgl. dazu Abb. 3—5), die die höchsten Moränenvorkommen des ganzen Alpenvorlandes tragen (Kronholz 916 m, Simmerberg 901 m, Schellenberg 877 m) tatsächlich nicht um Endmoränen handelt, sondern um lediglich moränenüberkleidete Reste dieser Altwasserscheide.

4. Die Altmoränen

Im Gegensatz zu den altpleistozänen Schottern stellen die Altmoränen des Illergletscher-Vorfeldes ein zwar altbekanntes, aber wenig bearbeitetes Problem dar. Schon PENCK (PENCK & BRÜCKNER 1901/09: 198ff. und 177, Fig. 37, — zur Lage vgl. Abb. 1 u. 2) hatte aufgrund des Zusammenhangs mit entsprechenden Schottern festgestellt, daß vor den Jungendmoränen des letztkaltzeitlichen Iller-Gletschers ganz verschiedene ältere Moränen liegen: im N — in der Fortsetzung des Dietmannsrieder Zweigbeckens — nur der schmale Gürtel der Mindel-Endmoränen an der Wurzel des Grönenbacher Feldes, im NW vor dem Altsrieder Zweigbecken die relativ breite Zone der Riß-Endmoränen an der Wurzel des Hitzenhofener Feldes, und in dem Zwickel zwischen Dietmannsrieder und Wildpoldsrieder Becken im NE — über Älteren Deckenschottern — ein nochmals breiterer Gürtel von Altmoränen, die PENCK ganz überwiegend der Mindel-Eiszeit zuwies. Insbesondere diese hochgelegene, auf Blatt Grönenbach bereits etwa 6, weiter im E dann bis zu 12 km breite Altmoränenzone hat stets Interpretationsschwierigkeiten bereitet. Wie sie zu gliedern sei, darüber hat jeder damit befaßte Autor eigene Ansichten entwickelt (vgl. Abb. 6 und 7). Einig war man sich eigentlich immer nur über den ungefähren Verlauf der Jungmoränengrenze und darüber, daß irgendwie zwischen Riß- und Mindel-Moränen zu gliedern sei. Schon über die Altmoränen-Außengrenze gab es stets Differenzen. Der Grund für diese offensichtlichen Unsicherheiten ist, daß Riß- und Mindel-Moränen lithologisch nicht zu unterscheiden sind und beide — ebenso wie die angrenzenden Deckenschotter — unterschiedslos von mehrere Meter mächtigen, periglazial überformten Verwitterungsdecken überlagert werden, Aufschlüsse zudem weitgehend fehlen und auch das Relief — wegen der starken jungen Zertalung des Gebietes — nur wenige Anhaltspunkte hergibt.

H. JERZ (in JERZ et al. 1975) hat deswegen seiner Abgrenzung von Riß- und Mindel-Moränen eine eigens auf das Problem angesetzte Untersuchung von G. GLÜCKERT (1974) zugrundegelegt. GLÜCKERT seinerseits hat im wesentlichen nach dem Relief gegliedert und für die Trennung von Mindel- und Riß-Moränen den von SINN (1972: 115 ff.) bekanntgemachten sogenannten Boden von Hinterschmalholz herangezogen. Das ist eine bis zu 8 m mächtige, periglazial überformte und daher wohl überwiegend als Bodensediment (vgl. dazu auch STEPP 1981: 56 f.) anzusehende Bildung auf Geschiebelehm, die ihrerseits durch einen Geschiebelehm überlagert wird. Aufgrund ihrer Mächtigkeit hatte SINN sie als Bildung des Mindel-Riß- (also des „großen“) Interglazials angesehen, die liegende Moräne entsprechend dem Mindel, die hangende dem Riß zugeordnet. Daraus ergab sich für SINN eine gegenüber PENCKs und EBERLs Beobachtungen beträchtlich nach Norden vorgeschobene Mindel-Riß-Grenze (vgl. dazu Abb. 6 und 7). GLÜCKERT und JERZ lassen diese Grenze nochmals um bis zu 2 km weiter nordwärts verlaufen, nach JERZ erreicht sie den Westrand des Böhener Feldes 1 km nördlich Schratzenbach. Dies steht aber in offenbarem Gegensatz zu den Verhältnissen in dem unmittelbar westlich benachbarten Talzug aus dem Dietmannsrieder Becken ins Memminger Trockental (vgl. dazu Abb. 1 u. 2). Hier hat es — ausweislich des Zeller Hochterrassensporns — eine Zunge des rißzeitlichen Gletschers gegeben, deren Ablagerungen, später vom Würm-Gletscher vollkommen überfahren wurden, die also nicht so weit reichte wie dieser. Zu diesen begrabenen Äußerer Riß-Endmoränen ergibt sich von dem 120 m höher liegenden Ausstrich der JERZschen Riß-Außengrenze nördlich Schratzenbach ein Gradient der Gletscheroberfläche von einer Steilheit, der physikalisch ganz unmöglich ist. Darauf hat bereits STEPP (1981: 56) deutlich hingewiesen. Noch problematischer — weil noch steiler — ist die Verbindung der JERZschen Mindel-Außengrenze mit den PENCKschen Mindel-Moränen an deren Typlokalität an der Wurzel des Grönenbacher Feldes (vgl. dazu Abb. 4).

Damit ist gezeigt, daß die Mindel-Riß-Grenze und auch die den Endmoränen von Brandholz-Waldegge entsprechende Mindel-Außengrenze auf dem Böhener Feld ganz sicher nicht da verlaufen, wo sie JERZ eingetragen hat. Wenn man diese Grenzen bestimmen will, muß man methodisch neu ansetzen, und zwar dort, wo ein einwandfreier Kontakt von Endmoränen und zugehörigen Schottern gegeben ist.

Für die Riß-Außengrenze ist das nur westlich der Iller beiderseits der würmzeitlichen Legauer Rinnen der Fall, wo Riß-Endmoränen den Ausläufern des Hitzenhofener Feldes aufsitzen (vgl. Abb. 1). Allein von hier

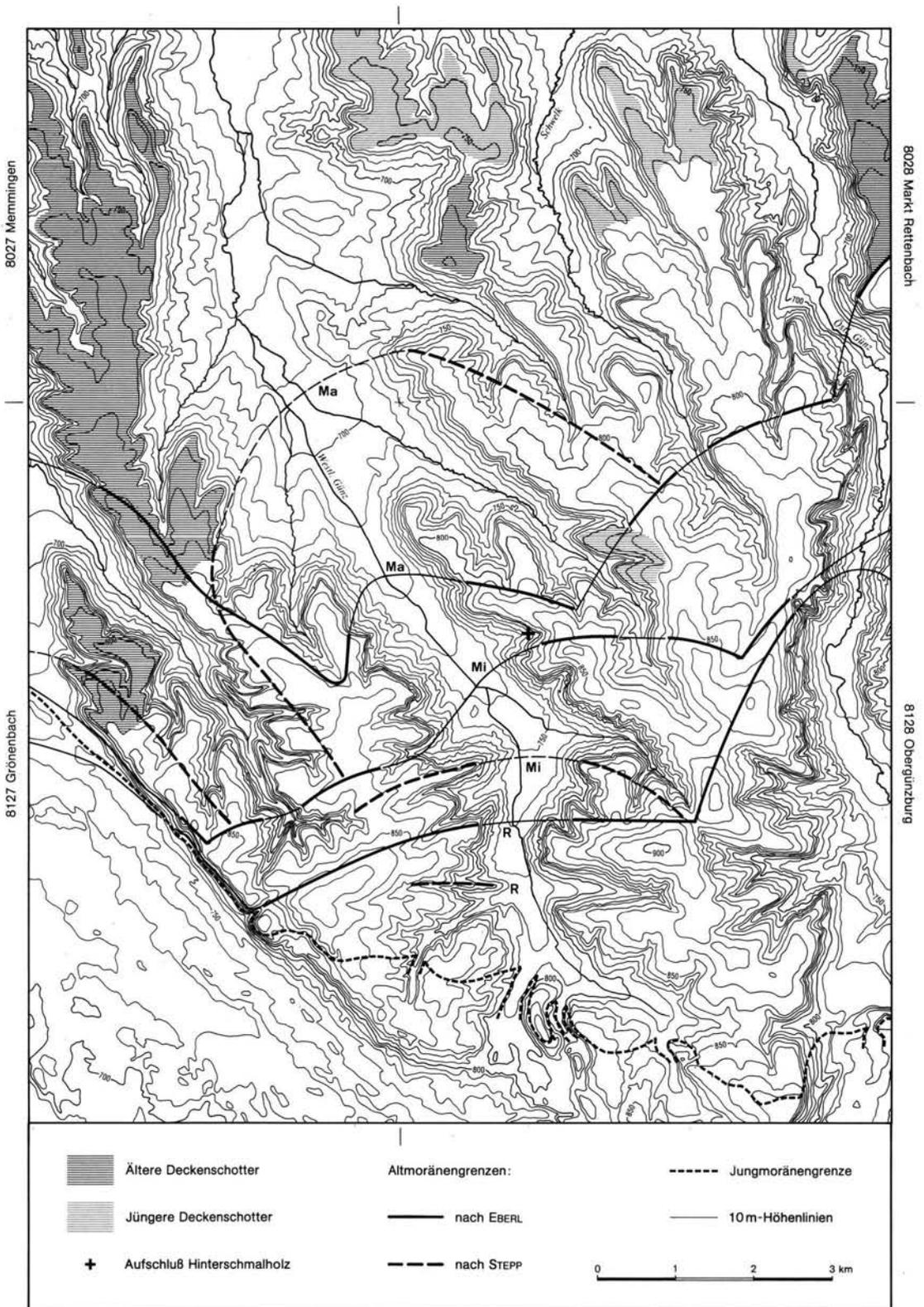


Abb. 6: Altmoränengliederung zwischen Memminger Trockental und Östlicher Günz nach EBERL 1930 und STEPP 1981.
 Ma = Äußere Moränenrandlage der Mindel-Eiszeit, Mi = Innere Moränenrandlage der Mindel-Eiszeit,
 R = Äußere Moränenrandlage der Riß-Eiszeit.

aus kann man versuchen, die Riß-Grenze auch weiter im E zu bestimmen. Setzt man voraus, daß die Loben des rißzeitlichen Iller-Gletschers ein Längsgefälle ähnlich dem des — gut bekannten — würmzeitlichen gehabt haben, dann ergibt sich, daß die Riß-Außengrenze zwischen Iller und Böhener Feld allenfalls bei Herbisried auf eine kurze Strecke zutage austreicht, im übrigen aber beiderseits des Dietmannsrieder Zweigbeckens unter den würmzeitlichen Ablagerungen verborgen bleibt. Östlich des Dietmannsrieder Zweigbeckens (vgl. dazu Abb. 8) taucht sie unter den Würm-Moränen erst am Südhang des Schellenbergs wieder auf — so wie das auch ELLWANGER (1980: 114, Abb. 1) und STEPP (1981: 58) schon gesehen haben — und setzt sich dann um den Simmerberg herum gegen Obergünzburg etwa so fort, wie das bereits EBERL (1930: 80 und Tafel I) angenommen hatte. Das heißt aber, daß der Hinterschmalholzer Boden weit außerhalb der Reichweite des rißzeitlichen Gletschers liegt. Es bezeichnet also nicht das Mindel-Riß-Interglazial.

In ähnlicher Weise kann man bei der Bestimmung der Mindel-Außengrenze verfahren. Hier ist von den PENCKschen Mindel-Endmoränen an der Wurzel des Grönenbacher Feldes auszugehen. Sie lassen sich sinnvoll nur mit den flachen Moränenrücken am Rande des Böhener Feldes oberhalb Schratzenbach verbinden, an deren Nordrand JERZ den Ausstrich seiner Riß-Außengrenze vermutete (vgl. Abb. 5). Schon EBERL (1930: 79 und Tafel I) hat das so gesehen und beide Moränen seinem Mindel I zugeordnet. Die Fortsetzung dieser Mindel-Außengrenze ist aber nicht wie bei EBERL vor dem Nordrand des Schellenberger Waldes zu suchen, weil der Schellenberg für den Mindel-Gletscher — ähnlich wie für den jüngeren Riß-Gletscher — ein wohl kaum überwindliches Hindernis dargestellt haben muß. Die Mindel-Außengrenze dürfte sich vielmehr — den heutigen Reliefverhältnissen entsprechend — zwar nördlich Bärenwies gegen die Ausläufer des Wolfertschwender Mühlbachtals vorgebuchtet haben, ist aber im übrigen am Innenrand des Schellenbergs verlaufen, um sich dann am Außenrand der etwas stärker reliefierten Moränenhöhen im Wasserscheidenbereich der beiden Günztäler fortzusetzen (vgl. Abb. 8). Westlich des Westlichen Günztals ist das der Rücken von Unter- und Oberwarlins, östlich davon jener von Hinterschmalholz. Beide zusammen markieren eine Zunge des Gletschers über dem Westlichen Günztal, die sich mit deutlich einspringendem Knick von den Östlichen Günztal begleitenden Moränenrücken absetzt, die die Verbindung zu den altbekannten Mindel-Moränen der Holzheuer Höhe oberhalb Ronsberg herstellen. Beiderseits des Westlichen Günztals hatte SINN (1972: Karte 5, vgl. Abb. 7) ganz ähnlich seine Mindel-Riß-Grenze gezeichnet.

Der einspringende Zwickel zwischen den beiden Loben über Westlichem und Östlichem Günztal ist vermutlich durch die hochaufragenden Höhen im Wasserscheidenbereich zwischen den beiden Günztälern (P. 901 ostwärts Simmerberg, P. 884 nordwestlich Hartmannsberg) bedingt. Bewiesen wird er durch die schon von SINN (1972: 117) erwähnten, von STEPP (1981: 59) näher beschriebenen Bremberg-Schotter, die im Moosmühlbach-Tal nördlich und östlich der Moosmühle liegen. SINN hat sie mit seinen Hangendmoränen von Hinterschmalholz verknüpft, sie also als Hochterrassenschotter angesehen. Für eine Hochterrasse liegt der Bremberg-Schotter aber viel zu hoch. Er ist daher von STEPP sicher mit Recht als Jüngerer Deckenschotter angesprochen worden. Er ist mithin ein Äquivalent des Grönenbacher Feldes und stützt damit die hier skizzierte Mindel-Außengrenze.

Außerhalb der so bestimmten Außengrenze der Mindel-Vereisung sensu PENCK verbleibt im Bereich zwischen Memminger Trockental und Östlichem Günztal ein Gebiet wenig reliefierter Altmoränen, die als flache Decke teils Tertiär, teils Ältere Deckenschotter überlagern. Ihre Außengrenze ist zwar umstritten (vgl. dazu Abb. 6 und 7), an ihrer Existenz besteht jedoch kein Zweifel. EBERL hat diese ältesten Altmoränen als Mindel II ausgegliedert, STEPP sie als äußere Haupttrاندlagen (der Mindel-Moränen) bezeichnet. In Anlehnung daran könnte man sie als „Älteres Mindel“ klassifizieren. Die im S angrenzenden Endmoränen des „klassischen“ Mindel sensu PENCK überlagern aber nicht nur die Moränen des „Älteren Mindel“, sondern auch den Hinterschmalholzer Boden, der mit großer Wahrscheinlichkeit eine langdauernde Warmzeit, also ein Interglazial anzeigt. Das verbietet eigentlich die Bezeichnung von hangendem und liegendem Moränenkomplex mit dem gleichen Begriff. Andererseits sind auch die äußersten Altmoränen — wegen ihrer breitflächigen Überlagerung der Älteren Deckenschotter — sicher jünger als Günz.

Nun haben SCHREINER & EBEL (1981) in dem dem Illergletscher-Gebiet westlich benachbarten östlichen Rheingletscher-Gebiet sichere Anzeichen einer — zwischen Mindel- und Günz-Eiszeit einzuschubenden — weiteren Eiszeit nachgewiesen, die sie als Haslach-Eiszeit bezeichnen. Die Abtrennung der Haslach-Eiszeit gegenüber Mindel und Günz ist dort zwar bisher nur in Bohrungen gelungen, sie ist aber — u. a. — durch interglaziale Bodenbildungen gut belegt. Diese Mindel- und Haslach-Eiszeit trennenden Böden weisen nach Mächtigkeit und Bodeneigenschaften sehr viele Ähnlichkeiten mit dem Hinterschmalholzer Boden auf. Es liegt daher nahe, beides als gleichzeitige Bildungen einzustufen. Das würde aber bedeuten, daß die äußeren Altmoränen des Böhener Feldes der Haslach-Eiszeit zuzuweisen wären.

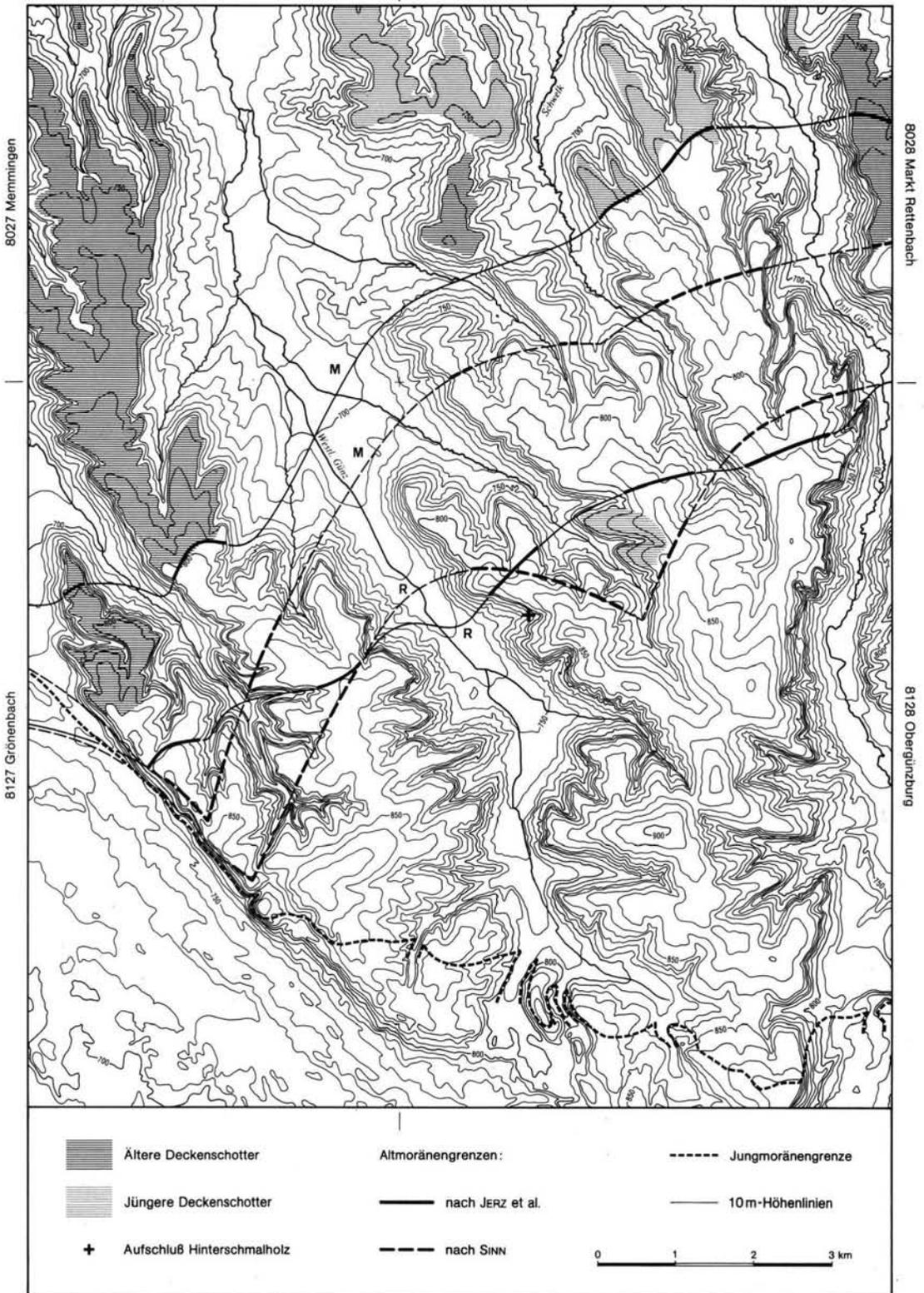


Abb. 7: Altmoränengliederung zwischen Memminger Trockental und Östlicher Günz nach SINN 1972 und JERZ et al. 1975.
 M = Außengrenze der Mindel-Altmoränen, R = Außengrenze der Riß-Altmoränen.

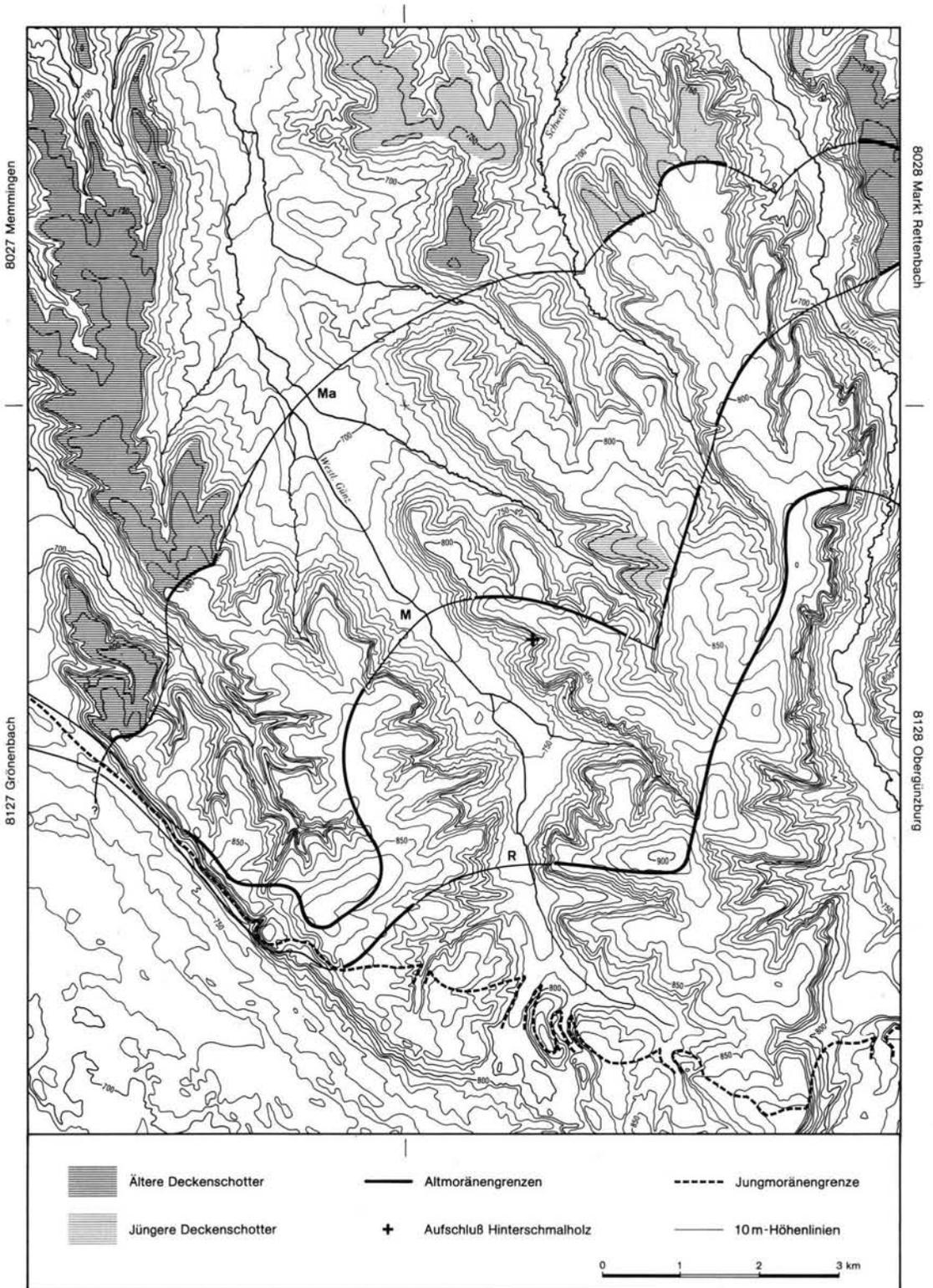


Abb. 8: Altmoränengliederung zwischen Memminger Trockental und Östlicher Günz nach eigenen Beobachtungen. Ma = Außengrenze der Äußersten Altmoränen („Älteres Mindel“ = „Haslach“?), M = Außengrenze der Mindel-Alt-Moränen sensu PENCK 1901 („Klassisches Mindel“), R = Außengrenze der Riß-Altmoränen.

Dies ist freilich noch zu überprüfen. Es wäre unter anderem zu erklären, weshalb die der Haslach-Eiszeit zugeordneten Moränen in dem hier besprochenen Gebiet breitflächig an der Oberfläche liegen, während sie im östlichen Rheingletscher-Gebiet, wo sie zuerst nachgewiesen wurden, nur durch Bohrungen erschlossen, d. h. unter jüngeren Ablagerungen begraben sind. Doch gehört das schon nicht mehr zu den Arbeitsergebnissen, über die hier zu berichten war. Nicht zu bezweifeln ist aber, daß auch im Illergletscher-Gebiet zwischen klassischem Mindel sensu PENCK und Günz Ablagerungen einer weiteren Eiszeit vorhanden sind. Das wird bei zukünftigen Untersuchungen im Bereich der Iller-Lech-Platte zu beachten sein.

5. Schriftenverzeichnis

- EBERL, B. (1930): Die Eiszeitenfolge im nördlichen Alpenvorlande — Ihr Ablauf, ihre Chronologie auf Grund der Aufnahmen des Lech- und Illergletschers. — 427 S.; Augsburg (Filsler).
- EICHLER, H. & SINN, P. (1975): Zur Definition des Begriffs „Mindel“ im schwäbischen Alpenvorland. — N. Jb. Geol. Paläontol. Mh. 1975/12: 705—718; Stuttgart.
- ELLWANGER, D. (1980): Rückzugsphasen des würmzeitlichen Illergletschers. — Arb. Inst. Geol. Paläontol. Univ. Stuttgart, N. F., 76: 93—126; Stuttgart.
- GLÜCKERT, G. (1974): Mindel- und rißzeitliche Endmoränen des Illervorlandgletschers. — Eiszeitalter u. Gegenwart, 25: 96—106; Öhringen.
- GRAUL, H. & SCHAEFER, I. (1953): Zur Gliederung der Würmeiszeit im Illergebiet. — Geologica Bavarica, 18: 5—112; München.
- HAAG, TH. (1981): Tal- und flächenformende periglaziale und glaziale Dynamik im Glazialgebiet Süddeutschlands (Rheingletscher). — Bochumer Geogr. Arb., 40: 48—58; Paderborn.
- (1982): Das Mindelglazial des nordöstlichen Rheingletschergebietes zwischen Riß und Iller. — Jb. Mittell. Oberrh. Geolog. Ver., 64: 225—266; Stuttgart.
- HABBE, K. A. (1985a): Das Späthochglazial der Würmeiszeit im Illergletscher-Gebiet — Ergebnisse einer geomorphologischen Kartierung. — Quartär, 35/36: 55—68; Bonn.
- (1985b): Erläuterungen zur Geomorphologischen Karte 1:25 000 der Bundesrepublik Deutschland — GMK 25 Blatt 18, 8127 Grönenbach. — 83 S.; Berlin (GMK Schwerpunktprogramm).
- JERZ, H., STEPHAN, W., STREIT, R. & WEINIG, H. (1975): Zur Geologie des Iller-Mindel-Gebietes. — Geologica Bavarica, 74: 99—130; München.
- LÖSCHER, M. (1976): Die präwürmzeitlichen Schotterablagerungen in der nördlichen Iller-Lech-Platte. — Heidelberger Geograph. Arb., 45: 157 S.; Heidelberg.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1901/09): Die Alpen im Eiszeitalter. — 3 Bd., 1199 S.; Leipzig (Tauchnitz).
- RÖGNER, K. (1979): Die glaziale und fluvioglaziale Dynamik im östlichen Lechgletschervorland — Ein Beitrag zur präwürmzeitlichen Pleistozänstratigraphie. — Heidelberger Geograph. Arb., 49: 67—138; Heidelberg.
- (1980): Die pleistozänen Schotter und Moränen zwischen oberem Mindel- und Wertachtal (Bayerisch-Schwaben). — Eiszeitalter u. Gegenwart, 30: 125—144; Hannover.
- (1981): Quartärmorphologische und -stratigraphische Probleme im schwäbisch-bayerischen Alpenvorland — aufgezeigt an Beispielen der „Höhen über Kaufbeuren“ und des „Warmisrieder Feldes“. — Bochumer Geograph. Arb., 40: 72—83; Paderborn.
- SCHAEFER, I. (1940): Die Würmeiszeit im Alpenvorland zwischen Riß und Günz. — Abhandl. Naturkd.- u. Tiergartenverein Schwaben, 2: 148 S.; Augsburg.
- (1950): Die diluviale Erosion und Akkumulation — Erkenntnisse aus Untersuchungen über die Talbildung im Alpenvorlande. — Forsch. dt. Landeskd., 49: 154 S.; Landshut.
- (1973): Das Grönenbacher Feld — Ein Beispiel für Wandel und Fortschritt der Eiszeitforschung seit Albrecht Penck. — Eiszeitalter u. Gegenwart, 23/24: 168—200; Öhringen.
- (1981): Die Glaziale Serie — Gedanken zum Kernstück der alpinen Eiszeitforschung. — Zeitschr. Geomorph. N. F., 25: 271—289; Berlin/Stuttgart.
- & STEPP, R. (1984): Zum Quartär in der Gegend von Obergünzburg. — Mitteil. Geograph. Gesellsch. München, 69: 195—205; München.
- SCHREINER, A. (1980): Zur Quartärgeologie in der Umgebung des Eem-Interglazials von Krumbach/Saulgau (Baden-Württemberg). — Geol. Jb., A 56: 5—43; Hannover.
- & EBEL, R. (1981): Quartärgeologische Untersuchungen in der Umgebung von Interglazialvorkommen im östlichen Rheingletschergebiet (Baden-Württemberg). — Geol. Jb., A 59: 3—64; Hannover.
- SINN, P. (1972): Zur Stratigraphie und Paläogeographie des Präwürm im mittleren und südlichen Illergletschervorland. — Heidelberger Geograph. Arb., 37: 159 S.; Heidelberg.
- STEPP, R. (1981): Das Böhener Feld — Ein Beitrag zum Altquartär im Südwesten der Iller-Lech-Platte. — Mitteil. Geograph. Gesellsch. München, 66: 43—68; München.

Geologische Karten

Geologische Übersichtskarte des Iller-Mindel-Gebietes
1:100 000. — Bearb. v. R. STREIT, H. WEINIG, H. JERZ
& W. STEPHAN. Hrsg. v. Bayer. Geolog. Landesamt.
München 1975.

Geologische Übersichtskarte 1:200 000 — Blatt CC 8726
Kempten (Allgäu). — Hrsg. v. d. Bundesanstalt für
Geowissenschaften und Rohstoffe. Wissensch. Bearbei-
tung: H. SCHOLZ & W. ZACHER. Hannover 1983.

Topographische Karten

Topographische Karte 1:25 000 — Normalausgabe (N),
Blätter 8027 Memmingen, 8028 Markt Rettenbach, 8127
Grönenbach, 8128 Obergünzburg.

Topographische Karte 1:50 000 — Orohydrographische
Ausgabe (OH), Blätter L 8126 Memmingen, L 8128
Kaufbeuren, L 8326 Kempten, L 8328 Marktoberdorf.

Manuskript eingegangen am 7. 1. 1986,
Nachträge März 1986.

Ice Scour Workshop: 5.—6. Februar 1985 Calgary/Alberta/Canada

— Relikte der Grundberührung von Eisbergen —

HORST AUST*)

Meeting, sea ice, tool marks, ice scours, park marks, impact, ocean floors, technical installations
Arctic Seas

Kurzfassung: Die Bedeutung des aktuellen Gefährdungspotentials von grundberührenden Eisbergen wurde auf dem Workshop eingehend sedimentologisch und hinsichtlich technischer Einrichtungen am Meeresboden erörtert. Die Ermittlung der Bildungsbedingungen von Eisbergfurchen bzw. Eisberg-Parkmarken, ihrer sedimentären Verfüllung und ihres Zerfalls ist deshalb von außerordentlichem Interesse, weil hier Rückschlüsse auf Intensität und Umfang derartiger Impakte möglich sind.

[Ice Scour Workshop: 5 to 6 February 1985
Calgary, Alberta, Canada]

Abstract: The significance of the present risk potential of iceberg groundings was discussed in detail at the workshop, both from the point of view of sedimentology and of technical installations on the sea floor. The determination of the conditions of formation of ice scours and iceberg park marks, the way they are filled with sediment and their gradual disappearance is of considerable interest, since this provides evidence upon which estimates of the distribution and frequency of scours can be made.

0. Einleitung

Die Veranstaltung wurde von 69 Teilnehmern besucht, die hauptsächlich aus Canada kamen (fünf Wissenschaftler aus den USA, einer aus Norwegen, einer aus der Bundesrepublik). Die Organisation lag in Händen von W. R. LIVINGSTON, Gulf Canada Resources Inc., Calgary. Die Leitung hatte C. F. M. LEWIS, Geological Survey of Canada, Atlantic Geoscience Centre, Dartmouth, Nova Scotia.

*) Anschrift des Autors: Dr. H. AUST, Bundesanstalt f. Geowissenschaften und Rohstoffe, Stilleweg 2, D—3000 Hannover 51.

Für den Workshop waren 34 Vorträge angemeldet worden (s. Anhang), so daß von der Organisationsleitung beschlossen wurde, das Thema in Konferenzform mit ausführlichen Diskussionen abzuhandeln. Es wurden folgende Schwerpunkte gesetzt:

- (A) Engineering Applications/Ingenieurgeologische Aufgaben
- (B) Ice and Ice Scour Processes/Eis und Grundberührungen durch Eis
- (C) Seabed Response to Ice Forces: Geotechnical Effects and Prediction of Scour Depth/Reaktion des Meeresbodens auf Beanspruchungen durch Eis: geotechnische Auswirkungen und Abschätzung des Tiefgangs.

Da sich die Vortragsgruppen und Diskussionen miteinander fachlich überschneiden, soll die folgende Besprechung untergliedert werden in:

- 1. Grundlagen
 - 2. Bestandsaufnahme
 - 3. Interpretation
 - 4. Gefährdungen durch Eisberge, modellmäßige Abschätzungen, geotechnische Gegenmaßnahmen
- } der Relikte

1. Grundlagen

1.1. Thematische und regionale Abgrenzung des Workshops

Abb. 1 zeigt zum Thema „Eisberge“ eine Übersicht möglicher geowissenschaftlicher Bearbeitungsschwerpunkte. Der Workshop befaßte sich hauptsächlich mit der Wechselwirkung zwischen Eisbergen und dem Meeresboden. Z. T. wurde auch auf die Gefährdung

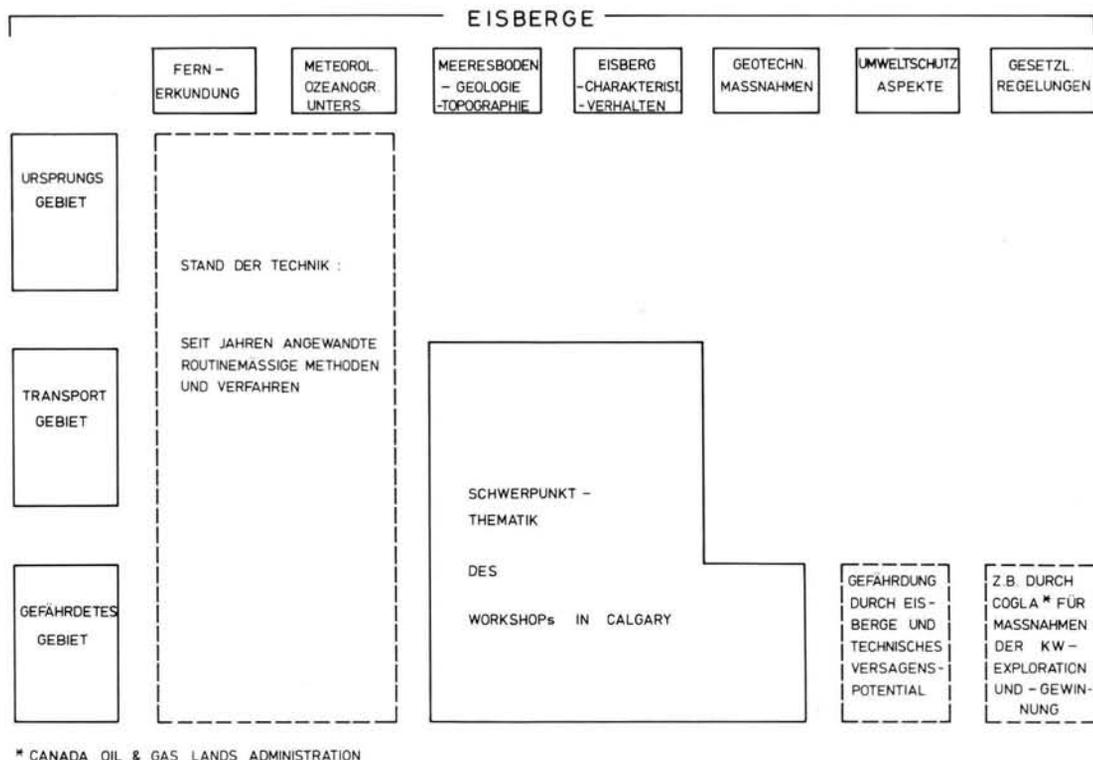


Abb. 1: Übersicht zur Schwerpunktthematik des "Ice Scour Workshop" in Calgary.

technischer Einrichtungen durch Eisberge eingegangen und auf geotechnische Schutzmaßnahmen hingewiesen (s. Kap. 4).

Die regionalen Themenschwerpunkte (vgl. Abb. 2) umfaßten v. a. den ostcanadischen Schelf und den Küstenbereich der Beaufort See (canadischer und Anteil der USA). In einem Vortrag (R. LIEN 1985) wurde auf vergleichbare Verhältnisse vor der nord-norwegischen Küste hingewiesen.

1.2. Terminologie

Eintauchtiefe / draft: maximale Eintauchtiefe des Eisbergs in das Meerwasser.

Eisberg / iceberg, „berg“: vom Eisschelf oder von Gletscherzungen der Antarktis, des Nordpolarmeeres und Grönlands abgebrochene Eismasse; die Eintauchtiefe der Eisberge hängt von der äußeren Form, vom Verwitterungsgrad und eingeschlossenem Sediment ab; Höhe über Wasser: Eintauchtiefe = 1:2 bis 1:5; d. h., maximal 80–90 m Höhe über Wasser und 220–250 m größte Eintauchtiefe; größter beobachteter Tafelberg: 97 × 335 km

(Rossmeer/Antarktis; lt. WESTERMANNs Lex. d. Geographie, 1970).

Eisbergfurchen (von SOMMERHOFF (1983) auch als **Eisbergspuren** bezeichnet) / *ice scours, ... gouges, ... furrows, ... groundings, ... ploughings*: durch Grundberührung eines Eisbergs entstandene lineare Sedimentmarken mit z. B. Relieffhöhen zwischen Randwällen und tiefstem Furchenniveau von 0,2–8 m bei Furchenbreiten von 0,5–67 m (Angaben nach BEA et al. 1985: Beaufort-Schelfeis/Alaska).

Eisbergfurchendichte / scour density: Dichte, Häufigkeit der Eisbergfurchen auf dem Meeresboden.

Eisrücken / ice ridge, stamukhi:*) größere Eismasse mit mehreren Kielen.

Festeis / fast ice: am Küstensaum über Untiefen oder zwischen Eisrücken und Küste auftretendes meist „Einjähriges Eis“; entweder treibend

*) Russ., in das Amerikanische übernommen.

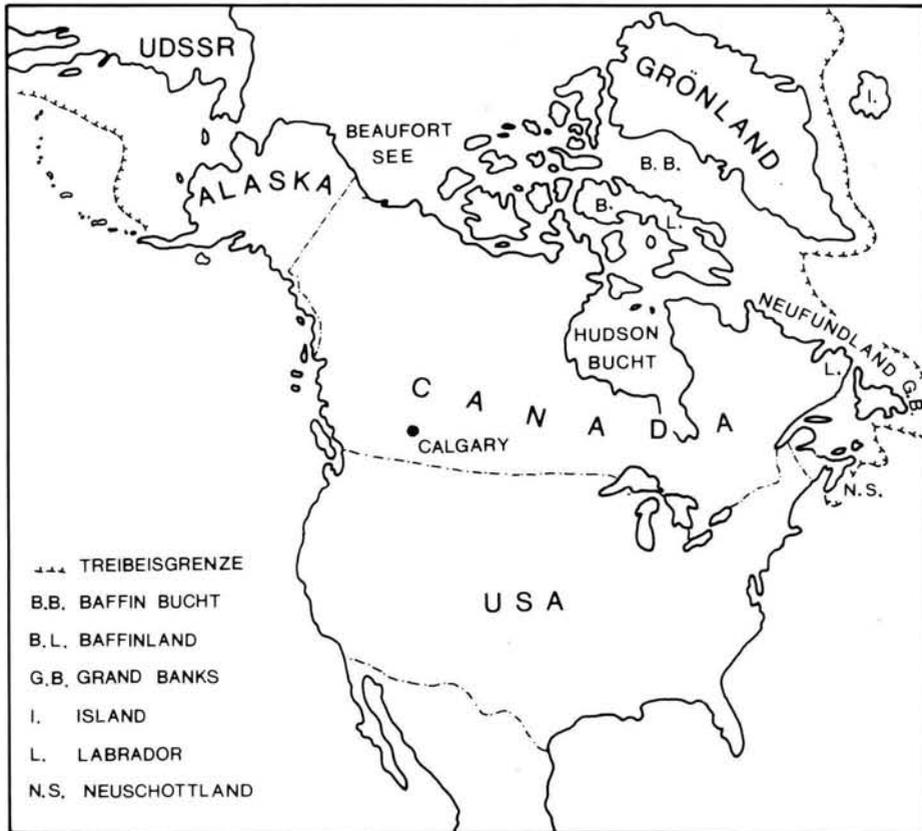


Abb. 2: Regionaler Überblick.

(floating fast ice) oder am Grund festgefroren (bottom fast ice).

Impact / impact: mechanische Einwirkung von Eisbergen bei Grundberührung auf dem Meeresboden; hinterläßt Eisbergfurchen und Parkmarken als Relikte der Einwirkungen im Sediment.

Kappe / sail, freeboard: Teil des Eisbergs über Wasser.

Kiel / keel: Teil des Eisbergs unter Wasser.

Mehrfache Eisbergfurchen / gouge multiplet: durch Grundberührung von Eisrücken mit mehreren Kielen entstandene, meist parallele Eisbergfurchen.

Parkmarke / park mark, pit: punktförmiger, meist asymmetrischer Eindruck des Kiels in das Sediment während der Ruhephase eines grundberührenden Eisbergs.

Richtung von Eisbergfurchen bzw. von mehrfachen Eisbergfurchen / scour or multiplet orientation: die Richtung einer Eisbergfurche oder von mehrfachen Eisbergfurchen bezogen auf Nord.

1.3. Beobachtung von Eisbergen

Nach EL-TAHAN et al. (1985) liegt für den Bereich der kanadischen Ostküste eine umfassende Dokumentation über grundberührende Eisberge vor. Diese erstreckt sich über einen Zeitraum von 1960—1983. Die Daten setzen sich folgendermaßen zusammen:

- 2728 Eisberge registriert durch Radaraufnahmen von Bohranlagen
- 868 Eisberge registriert durch Radaraufnahmen von Stationen an Land (in Neufundland, Labrador und den Küsten der Baffin Bucht)
- 40 Eisberge in der Baffin Bucht und der Labrador See durch Satellitenbeobachtung ermittelt, und zwar über Zeiträume bis zu 309 Tagen
- 65000 Eisbergberichte durch die „International Ice Patrol“.

Aus diesen Beobachtungsdaten ergab sich, daß die Grundberührung durch Eisberge in ihrer Häufigkeit für bestimmte Lokaltäten statistisch stark schwankt.

Unter den vierzig von Satelliten ermittelten Eisbergen waren nur drei, welche keine Grundberührung hatten. Ca. 50 % derjenigen Eisberge, die von Bohrungen und von Land aus mit Radar beobachtet worden sind, befanden sich länger als zwei Tage in ortsfester Position. Die längste Grundberührung dauerte 31 (Daten durch Bohranlagen) bzw. 295 Tage (Aufnahmen durch Satelliten).

Das Datenmaterial ist computermäßig erfaßt und kann mit Angaben über Eisbergfurchen und anderen Umweltinformationen verglichen und ausgewertet werden.

2. Bestandsaufnahme der Relikte

Eisbergspuren und Parkmarken von Eisbergen lassen sich durch folgende Verfahren ermitteln:

- Tiefenlotung
- Ultraschall-Echolotung
- Seitensicht-Lot (Side-Scan-Sonar)
- photographische Aufnahmen aus Tieftauchsyste-
men (JOSEPHANS 1985).

Von diesen wird das Seitensicht-Lot am häufigsten eingesetzt. Zur Bestandsaufnahme gehören ferner Entnahmen von Sedimentproben durch verschiedene Greifersysteme und von Bohrschiffen aus.

LEWIS et al. (1985) stellten ein Programm zur Aufnahme von Eisbergfurchen vor (Makkovic Bank, zentraler Labrador-Schelf):

Phase 1: Eisberg-Beobachtung
Feststellung von Grundberührungen

Phase 2: Ermittlung von Eisbergfurchen

- Geophysikalische Aufnahmen
- Einsatz von Tauchschiffen (Fotos, Video, Greifer)
- Beteiligung von Bohrschiffen zur Gewinnung von Sedimentproben, die geotechnische Daten liefern sollen
- Registrierung des Erhaltungszustandes der Eisbergfurchen (relatives Alter).

Bei der Bestandsaufnahme von Eisbergfurchen und Parkmarken können kombinierte palynologisch-sedimentologische Untersuchungen für eine Altersabschätzung derartiger Relikte von Nutzen sein (MUDIE 1985). Voraussetzung ist das Vorhandensein einer regional gültigen Palynostratigraphie für marine und kontinentale Sedimente. Die Methode erlaubt Aussagen mit einer Genauigkeit ± 1000 Jahren. Im Bereich des NE-Neufundland-Schelfs wurden auf diese Weise eine Eisbergspur mit einem Alter von 3400 Jahren

und eine Parkmarke mit einem Alter von 9500 bis 10000 Jahren v. h. bestimmt. Fossile Eisbergfurchen fanden sich außerdem in 8000 bis 8600 Jahre alten Ablagerungen, die heute 10—15 m über NN liegen (King William Island, vor der Küste der NW-Territorien Canadas; WOODWORTH-LYNAS et al. 1985).

In dem Alaska zugehörigen Teil der Beaufort See ist die Stamukhi-Zone auffällig eingeebnet. Es handelt sich offensichtlich um flächenhafte Erosion durch grundberührendes Eis. Zur Bestätigung dieser Annahme sind Bohrungen vorgesehen. Vorkommen von Eisbergfurchen sollen mehrfach vermessen und die Zeiten ihrer maximalen Genese ermittelt werden (BARNES 1985).

3. Interpretation der Relikte

Nach BLASCO (1985) sind die folgenden fünf Faktoren für eine aussagekräftige Auswertung von Eisbergfurchen von Bedeutung:

- Qualität des Datenmaterials
- Parametergewichtung und -umfang
- Vertrauensbereich des Datenmaterials
- Korrelationen
- Übereinstimmung der Methoden.

Umfangreiche Datenzusammenstellungen und der Aufbau von Eisbergfurchen-Katalogen lassen sich ohne EDV kaum bewerkstelligen. SCHOENTHALER (1985) weist in diesem Zusammenhang auf ein typisches Datenarrangement hin, das mit einem „100 kHz Huntet Sidescan Sonar“ auf den Grand Banks (Labrador-Schelf) gewonnen wurde. Dieses umfaßt zwölf Datenkategorien:

- Bearbeiter
- Ermittlungsmethode
- Länge / Breite (geographisch)
- Identifizierung der Struktur
- Typ (Eisbergfurchen oder Parkmarke)
- Eisbergfurchen-Dichte
- Tiefe
- Breite
- Wassertiefe
- Richtung
- Sedimenttyp
- Sedimentmächtigkeit.

Für die Beaufort See sieht ein vergleichbarer Programmwurf folgendermaßen aus (SHEARER & BLASCO 1983):

- A) regionale Aufnahme der Eisbergfurchen
- B) Abgrenzung der Meereiszonen
Richtung des Eisdrucks

Morphologie des Schelfs

Mächtigkeit der holozänen Schlammablagerungen

Sedimentationsraten

Bathymetrie

- C) Verfüllungsparameter von Eisbergfurchen, mögliche Korrelationen zu B),
- D) Untersuchung dieser Korrelationen auf ihre Aussagefähigkeit.

Bei der Auswertung von Eisbergfurchen spielt deren Erhaltung gerade für technische Fragen eine große Rolle (s. 4.). LEWIS et al. (1985) sowie SHEARER & BLASCO (1985) und TODD & LEWIS & d'APOLLONIA (1985) nennen die wesentlichen Einflußfaktoren, welche hier modifizierend wirken können:

- Meerestiefe
- Schelfmorphologie
- Mächtigkeit der holozänen Sedimente und aktuelle Sedimentationsraten
- Ausmaß der Krafteinwirkung von Eisbergen auf den Meeresboden
- Reaktion des Meeresbodens (Beeinflussung der Eisberg-Drift, hydrodynamisches Verhalten der Sedimente nach dem Eisbergimpakt)
- Einfluß von Meeresströmungen auf die entstandenen Eisbergfurchen.

Hieraus ergeben sich wertvolle Anhaltspunkte zum Alter der Strukturen und somit zur Abschätzung des Potentials an Grundberührungen durch Eisberge für bestimmte Schelfabschnitte. BARRIE (1985) verweist auf die Möglichkeit, Modelle bei der Beurteilung von Strömungseinflüssen auf den Sedimenttransport einzusetzen und zitiert in diesem Zusammenhang die folgenden Daten:

Untersuchungsbereich „Hibernia / NE Grand Banks, vor Neufundland“

- Wassertiefe 70—130 m
- Wasserströmung: 0,1—0,3 m/s
- Richtung der Strömung: 150—190°
- Korngrößen des Sediments: 0,18—0,63 mm

Derartige Strömungen können zur Ausbildung von Megarippeln führen, wodurch es zur Zerstörung von Eisbergfurchen kommt.

4. Gefährdungen durch Eisberge, modellmäßige Abschätzungen, geotechnische Gegenmaßnahmen

Gefährdet sind v. a. Pipelines und Anlagen, die im Rahmen von Erdölaufschlußstätigkeiten eingesetzt werden. Hierzu gehören z. B. Plattformen, Halbttaucher und Bohrschiffe mit den dazugehörigen Bohreinrichtungen und Installationen auf dem Meeresboden.

MCKEEHAN (1985) befaßte sich mit den Anforderungen an umweltsichere Verfahren bei der Verlegung von Pipelines, wobei er sowohl auf Permafrost als auch auf die Gegebenheiten in Schelfgebieten einging. In Bereichen ständiger Gefornis sind in das Erdreich eingebundene Pipelines relativ stabil. Dort, wo Auftauböden vorkommen, haben sich Kiesbermen über den Strängen als Schutzmantel vor Erosionsgefahren bewährt. Im marinen Milieu mit Gefährdungen durch grundberührende Eisberge werden die Pipelines i. a. etwa 2—3 m tief in die Sedimente verlegt.

Nach BEA (1985) müssen bei Gefährdung von Pipelines durch Eisberge auch alternative Routen in Betracht gezogen werden. Hier hat die Wahrscheinlichkeitsschätzung über den Eintritt von Eisbergimpakten große Bedeutung. PILKINGTON (1985) macht für den ostcanadischen Schelf z. B. die folgenden Angaben:

17 Eisbergfurchen / 5 km (Routenaufnahme) / 10^4 a (vgl. HODGSON 1985). Man unterscheidet dabei Aussagen in bezug auf Pipelineabschnitte, auf das gesamte Projekt oder auf die Summe aller Projekte in einem Gebiet. Es ist ferner zu berücksichtigen, daß Pipelines auch durch verschiedene Gefährdungszonen führen können.

ALLEN (1985) berichtete über Vorausberechnungen zur Risikoabschätzung, wobei von beobachteten Eisbergrouuten ausgegangen wurde. Die Modellberechnungen werden u. a. auch dadurch erschwert, daß infolge komplexer Meeresströmungen Eisberge mäandrieren können (gilt für den Bereich vor Neufundland). Nach HODGSON (1985) ergaben Modellberechnungen, daß die Grundberührungshäufigkeit bei ca. $0,5/100 \text{ km}^2/\text{a}$ für die Grand Banks liegt, während sie für die Makkovik Bank ein Maximum von $70/100 \text{ km}^2/\text{a}$ erreicht.

GASKILL & NICKS & ROSS (1985) haben mit einem nicht-deterministischen Modell charakteristische Merkmale von Eisbergfurchen untersucht. Hierbei wählten sie als Prämisse, daß in den letzten 8000 bis 10000 Jahren die Anzahl der entstandenen Eisbergfurchen pro Jahr gleich geblieben ist. Dieses Modell verwendet Angaben über ihren Tiefgang und Sedi-

mentationsabläufe, die zu ihrer Verfüllung führen. Daraus lassen sich für bestimmte Schelftiefen Voraussetzungen über das wahrscheinliche Auftreten von Eisbergfurchen machen.

CHARI (1985) gab einen Überblick zu Modellstudien, in denen die Grundberührung von Eisbergen maßstabsgetreu im Labor simuliert wird. Derartige Untersuchungen ergänzen die Interpretation von Eisbergfurchen-Beobachtungen wirksam. Sie sind zusammen mit Studien über die Standsicherheit untermeerischer Hänge von Nutzen bei der Installation technischer Einrichtungen auf dem Meeresgrund.

5. Schriftenverzeichnis

Anmerkung: alle, mit dem Zusatz (1985) versehenen Textzitate beziehen sich auf die im Anhang genannten Workshop-Vorträge.

SOMMERHOFF, G. (1983): Untersuchungen zur Geomorphologie des Meeresbodens in der Labrador- und Irmingersee. — Münchener Geograph. Abh., 28: 86 S., 46 Abb., 2 Tab., 7 Beil.; München.

TIETZE, W. (Hrsg.) (1970): Westermanns Lexikon der Geographie. — Band III, L—R, S. 282; Braunschweig.

Anhang

Ice Scour Workshop — Calgary, Alberta — February 5—6, 1985: Agenda

Tuesday, February 5, 1985

Introductory Remarks and Welcome
D. F. M. LEWIS, O. LOKEN, S. BLASCO

Engineering Applications

Chairmen: DREW ALLEN, Petro Canada
BILL ROGGENSACK, EBA Engineering

Marine Pipeline Design in Ice Environments
D. MCKEEHAN, Intec Engineering

Engineering Aspects of Ice Gouging
R. G. BEA, Bantrel Group of Calgary

Ice Scour and Ice Ridge Studies in Lake Erie
JIM GRASS, Ontario Hydro

Ice and Ice Scour Processes

Chairmen: VAUGHN BARRIE, C-CORE*),
PETER BARNES, US Geol. Surv.

Ice Gouge Studies, Alaskan Beaufort Sea
P. BARNES, US Geol. Survey

A Study of Grounded Ice Features and their Associated Scours in the Beaufort Sea
D. W. MCGONIGAL, A. F. STIRBYS, and J. L. LUSSENBERG, Gulf Canada Resources

Hydrodynamic Forces and Iceberg Stability
D. BASS and R. PETERS, Memorial University of Newfoundland

Sediment Transport and Iceberg Scour Preservation and Degradation, Eastern Canadian Shelf
J. V. BARRIE, C-CORE

Relict Ice Scour Study, King William Island
C. WOODWORTH-LYNAS, C-CORE, TERRY DAY, Day Associates, D. CHRISTIAN, C-CORE, and M. SEIDEL, Petro Canada

Grand Banks Pits; Description and Postulated Origin
J. V. BARRIE, B. COLLINS, C-CORE and R. PARROTT
Geol. Surv. of Canada

Seabed Response to Ice forces:
Geotechnical Effects
and Prediction of Scour Depth

Chairmen: BILL ROGGENSACK, EBA Engineering
T. R. CHARI, Memorial University of Newfoundland

Ice Scouring and its Influence on Seabed Conditions;
The Norwegian Perspective
R. LIEN, Reidar Lien A/S

Review of Ice Scour Models
G. COMFORT and B. GRAHAM, Arctec

Memorial University of Newfoundland Engineering Studies
T. R. CHARI, Memorial University of Newfoundland

Mobil Oil Ice Scour Model Studies
L. SCHOENTHALER, Mobil

Iceberg Crater Chains and Scour Up and Down Slope
D. BASS, Memorial University of Newfoundland,
C. WOODWORTH-LYNAS, C-CORE

DIGS: Dynamic of Iceberg Grounding and Scouring Experiment

C. F. M. LEWIS, H. V. JOSEPHANS, D. R. PARROTT, K. MORAN, Geol. Surv. of Canada, J. V. BARRIE, J. LEVER and C. WOODWORTH-LYNAS, C-CORE

DIGS: Regional Geology and Seabed Dynamics at the Proposed Iceberg Scour Impact Study Site
H. JOSEPHANS, Geol. Surv. of Canada

DIGS: Ice Dynamics
J. LEVER, C-CORE

DIGS: Geotechnical Aspects
K. MORAN, Geol. Surv. of Canada

Wednesday, February 6, 1985

Regional Ice Scour Studies and Data Bases

Chairmen: MIKE LEWIS, Geol. Surv. of Canada
STEVE BLASCO, Geol. Surv. of Canada

*) Centre for Cold Ocean Resource Engineering, Memorial University of Newfoundland, St. Johns.

Beaufort Sea Ice Scour Data Base

R. QUINN, Geoterrex, and S. BLASCO, Geol. Surv. of Canada

Beaufort Sea Ice Scour Correlations with Environmental Factors

J. SHEARER, Shearer Consulting, and S. BLASCO, Geol. Surv. of Canada

Eastern Canadian Regional Ice Scour Data Base and Studies of Relation to Environment

E. L. KING, and R. T. GILLESPIE, Geonautics

Iceberg Scouring on Saglek Bank, Northern Labrador Shelf
R. J. TODD, Dalhousie University, C. F. M. LEWIS and S. J. d'APOLLONIA, Geol. Surv. of Canada**Documentation of Iceberg Groundings**

M. EL-TAHAN, FENCO, and K. MORAN, Geol. Surv. of Canada

Mobil Ice Scour Catalogue

L. SCHOENTHALER, Mobil

Ice Scour Frequency and RiskChairmen: ROGER PILKINGTON, Gulf Canada Resources,
BOB MARCELLUS, Canadian Marine Engineering**Overview of Methods**

R. PILKINGTON, Gulf Canada Resources

A Numerical Model for Calculating Longterm Frequency and Spatial Distribution of Iceberg Grounding Events
S. J. d'APOLLONIA and C. F. M. LEWIS, Geol. Surv. of Canada**Palynology as a Method for Dating Ice Scours**

P. MUDIE, Geol. Surv. of Canada

Petro Canada Studies; Approaches to Evaluation of Ice Scour Risk

D. ALLEN, Petro Canada

Non-deterministic Model of Populations of Iceberg Scour Depths

H. GASKILL, Memorial University of Newfoundland, NORDCO

Ice Gouge Frequency and Degradation; Simulation Model
T. TUCKER, CRREL*)**Iceberg Grounding Study, Labrador Wellsite Observations**
C. WOODWORTH-LYNAS and A. SIMMS, C-CORE**Repetitive Mapping Study, Beaufort Sea**J. SHEARER, Shearer Consulting, R. QUINN, Geoterrex,
T. STIRBYS, Gulf Canada Resources**Design of and an Ice Scour Repetitive Mapping Network, East Coast**

G. HODGSON, Geonautics

**Summary and Discussion
on Key Issues**Chairmen: C. F. M. LEWIS, Geol. Surv. of Canada
W. LIVINGSTONE, Gulf Canada Resources**Ice Scour Research — Long Term Plan**

W. R. LIVINGSTONE, Gulf Canada Resources

Manuskript eingegangen am 5. 6. 1985.

*) U. S. Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory, Hanover, New Hampshire.

Arbeitsergebnisse der Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie:

Vergleich zwischen glazialen und periglazialen Ablagerungen in Frankreich; quartäre Referenzprofile in der Schweiz

(Berichte der SEQS 7)

MICHEL CAMPY, JEAN CHALINE, HERMANN JERZ & CHRISTIAN SCHLÜCHTER *)

Symposium (1984 France, 1985 Switzerland),
correlation, type sections, Pleistocene, glacial features, periglacial features

Kurzfassung: Es wird über die Arbeit der SEQS in den beiden letzten Jahren berichtet, speziell über die Arbeitstreffen in Frankreich vom 13. bis 19. 9. 1984 und in der Schweiz vom 14. bis 17. 10. 1985. Das Treffen in Frankreich stand unter dem Generalthema „Relations dynamiques et chronologiques entres formations glaciaires et periglaciaires“, das Treffen in der Schweiz befaßte sich mit „Quaternary type sections“.

Abschließend wird das weitere Programm der SEQS bekanntgegeben.

[On the Results of the Sub-Commission on European Quaternary Stratigraphy: Relations between glacial and periglacial deposits in France; Quaternary reference sections in Switzerland (Report SEQS 7)]

Abstract: This paper reports on the activities of the Sub-Commission on European Quaternary Stratigraphy (SEQS) during the last two years, on the meetings held in France, 13—19 September, and in Switzerland, 14—17 October 1985. The main subject of the meeting in France 1984 was "Dynamical and chronological relations between glacial and periglacial deposits", the subject of the meeting in Switzerland 1985 "Quaternary type sections".

The meeting in France was organized by the "Laboratoire de Géologie Historique et Paléontologie" of the University of

Besançon (Dir. M. CAMPY), the "Direction des Antiquités préhistoriques de Franche Comté" and the "Centre de Géodynamique sédimentaire et Evolution géobiologique du C. N. R. S." of Dijon, in co-operation with the "Ministère de l'Education nationale", with the INQUA-Stratigraphic Commission and with numerous other institutions and persons.

The main purpose of the meeting was a comparison of the glaciation in the Vosges, the Jura and the Alps with the thick loess profiles of Achenheim (Alsace), with the pollen profiles of La Grande Pile and Les Echets and with the karst fillings of Gigny. This comparison from the spatial and temporal point of view seems to be the best method of correlation between the respective areas.

After the final discussion the following conclusions were passed:

I. The region between Strasbourg and Lyon is especially suitable for studies concerning climatic changes in glacial and periglacial areas. Moreover, the glacial effects can be compared in the mountain ranges, with increasing height and dimension, from the Vosges to the Jura and to the Alps.

II. The commission recognizes the sequence of Achenheim (Alsace) with its three interglacial soils as a reference profile in loess areas.

III. The commission asks the palynologists to correlate the sequence of Samerberg (Bavaria), which was chosen in 1983 as a type profile of the Würm, with the sequence of La Grande Pile and Les Echets (table 1).

IV. The regional profiles of glacial deposits in the Vosges, in the Jura and in the Western Alps in the Northern part of the Rhône Valley can be used as reference profiles for the comprehension of the quaternary glaciations in Western Europe. Especially the ensemble of glacial deposits of Combe d'Ain ("inner moraines" complex) can really be regarded as a model from the morphological point of view.

*) Anschrift der Verfasser: Dr. M. CAMPY, Laboratoire de Géologie Historique et Paléontologie, Université de Besançon, place Leclerc, F—25030 Besançon Cedex (France); Prof. Dr. J. CHALINE, Institut des Sciences de la Terre de l'Université de Dijon, 6, Bd Gabriel, F—21100 Dijon (France); Dr. H. JERZ, Bayerisches Geologisches Landesamt, Heßstraße 128, D—8000 München 40; Dr. C. SCHLÜCHTER, Institut für Grundbau und Bodenmechanik, ETH-Hönggerberg, CH—8093 Zürich.

V. The Dombes region is an area where the Rhône glacier left glacial deposits several times during the Quaternary. The variety and complexity of these deposits give impetus to the creation of an interdisciplinaire working group ("Quaternaire des Dombes") within the SEQS.

VI. The members of the subcommission who visited the palynologically examined sequences of Samerberg and Mondsee in 1983 as well as those of La Grande Pile and Les Echets in 1984 would like to draw the Quaternary researchers' attention to this type of sediments, i. e. to the lacustrine deposits which are situated in intraglacial regions and which have been protected from erosion. The subcommission recommends the creation of an European research programme on the "Quaternary lacustrine sequences".

The meeting in Switzerland was organized by C. SCHLÜCHTER (Zurich). The topic was "Quaternary type sections in Switzerland". The symposium was proposed two years ago by M. WELTEN (Bern, †1984). It was to represent a continuation of the meetings and discussions in Bavaria and Austria (1983) and in France (1984).

After the excursions in the Eastern and Central Switzerland, in a final agreement the following was concluded:

I. The Sub-Commission recognizes three sites as reference sections

- (1) Buechberg near Wangen as a reference section for the stage between Holstein (sensu Welten) and Riß;
- (2) Gondiswil as a reference section for the Eem and the Lower Würm (sensu Wegmüller and Welten);
- (3) Thalgut as a reference section with two palynostratigraphic dated interglacials: Holstein (sensu Welten) and Eem (sensu Welten). The Thalgut profile is of particular importance due to its lithostratigraphical results.

II. The Sub-Commission recommends more intensive activities in age determination with physical methods (U/Th, ESR, TL).

III. The Sub-Commission supports the proposal of R. G. WEST (Cambridge) that local names to be used for designating type sections (Proceedings INQUA-Symposium Zurich 1985, to be printed in 1986).

1. Arbeitstreffen der SEQS 1984 in Frankreich

Die Exkursionstagung 1984 der INQUA-Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie fand vom 13. bis 19. September statt. Das Thema lautete: „Dynamische und chronologische Beziehungen zwischen glazialen und periglazialen Ablagerungen“.

Die Exkursion führte von Straßburg nach Lyon, durch das Elsaß, die Vogesen, den Jura, die Dombes und in das Rhonetal bei Lyon. Die wichtigste Aufgabe war ein Vergleich der Vergletscherung der Vogesen, des Jura und der Westalpen mit den mächtigen Lößprofilen von Achenheim (Elsaß), mit den Pollenprofilen

von La Grande Pile und Les Echets und mit den Karstfüllungen in der Grotte von Gigny.

Das Treffen wurde vom Forschungsinstitut für historische Geologie und Paläontologie der Universität Besançon, der Leitung des Instituts für Vorgeschichte der Franche Comté, dem Zentralinstitut für Sedimentologie und Geobiologie des C.N.R.S. in Dijon, der Stratigraphischen Kommission der INQUA und zahlreichen weiteren Institutionen und Personen ausgerichtet. Ihnen allen ist zu danken, insbesondere dem Sekretär des Organisationskomitees, M. CAMPY, Besançon.

Rund 70 Wissenschaftler aus 12 Nationen, darunter 22 Mitglieder und korrespondierende Mitglieder der Subkommission haben an dem Treffen teilgenommen. Beim Kolloquium am 15. 9. 1984 in Bonnevaux bei Besançon wurden 17 Referate zum Thema „Quartärstratigraphie in Glazial- und Periglazialgebieten“ gehalten. Mehrere Beiträge sind inzwischen bei der AFEQ veröffentlicht*).

Auf der Exkursion wurden zahlreiche quartärstratigraphisch wichtige Stellen, die in den letzten Jahren neu bearbeitet worden sind, besucht und verschiedene Themen diskutiert: Die Löß-Profile von Achenheim im Elsaß mit drei interglazialen Pedokomplexen (J. HEIM, J. SOMMÉ, J.-P. LAUTRIDOU, J.-J. PUISSÉGUR, D. ROUSSEAU, A. THÉVENIN, J. MAUCORPS, B. VAN VLIET-LANOE); die Sequenz von La Grande Pile bei St. Germain (W. MULLENDERS, G. WOILLARD †) im Vereisungsgebiet der Vogesen (G. SERET, C. COURET); die Vergletscherung des Jura (M. CAMPY, J. HEIM, H. RICHARD, S. WEGMÜLLER); die Sequenz der Karstfüllung in der Grotte von Gigny nördlich Bourg-en-Bresse (M. VUILLEMEY, M. CAMPY, J. CHALINE, J. HEIM); die Vergletscherung des Dombes-Plateaus und die Sequenz von Les Echets (G. MONJUVENT, P. MANDIER, J. L. DE BEAULIEU); glaziale und fluvioglaziale Ablagerungen in der Umgebung von Lyon (P. MANDIER).

Für weitere Hinweise wird auf die Literaturzusammenstellung verwiesen.

Auf der Schlußsitzung am 18. 9. 1984 in Lyon wurde folgende Resolution verfaßt:

I. Die Region zwischen Straßburg und Lyon eignet sich besonders für Studien hinsichtlich der klimatischen Änderungen in glazialen und periglazialen Gebieten. Sie erlaubt ferner einen Vergleich glazialer Vorgänge — bei Zunahme von Höhe und Dimension — von den Vogesen zum Jura und zu den Alpen.

* In: Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire (AFEQ). — 22 (2), 178 p., Paris 1985.

Tabelle 1: Äquivalente Zonengrenzen in den Profilen von Samerberg, La Grande Pile und Les Echets.
(Das Untere Würm umfaßt die Samerberg-Pollenzonen 13—25, das Mittlere Würm beginnt mit der Pollenzone 26).

Table 1. Equivalent zone boundaries in the profiles of Samerberg, La Grande Pile and Les Echets.
(The Lower Würm comprises the Samerberg pollen zones 13—25, the Middle Würm begins with the pollen zone 26).

Samerberg 1 GRÜGER 1979 a, b		La Grande Pile X WOILLARD 1978	Les Echets G DE BEAULIEU & REILLE 1984 a, b
Stadial	26	Lanterne I	F 6
Interstadial	25	St. Germain II	F 5
	22		E 4
Stadial	21	Melisey II	E 3
	20		E 1
Interstadial	19	St. Germain Ic	D 11
	18		D 4
(Stadial)	17	St. Germain Ib	D 3
	17		D 3
Interstadial	16	St. Germain Ia	D 2
	14		D 1
Stadial	13	Melisey I	C
	13		C
Eem	12	Eemian	B 9
	2		B 1
Riß	1	Linexert	A 2c

II. Die Kommission anerkennt die Sequenz von Achenheim (Elsaß) mit drei Interglazialböden als ein Referenzprofil in Lößgebieten.

III. Die Kommission fordert die Palynologen auf, die Sequenz von Samerberg (Bayern), 1983 als ein Typusprofil für das Untere Würm ausgewählt, mit den Profilen von La Grande Pile und Les Echets zu korrelieren (vgl. Tab. 1).

IV. Die regionalen Profile mit glazialen Ablagerungen in den Vogesen, im Jura und im Rhonetal können zum Verständnis der quartären Vereisungen im westlichen Europa als Referenzprofile dienen. Insbesondere der Komplex der glazialen Ablagerungen von

Combe d'Ain („moraines internes“, Würm) am Rande des Plateaus von Champagnole stellt auch in morphologischer Hinsicht ein echtes Modell dar (vgl. CAMPY 1982, 1984, 1985).

V. Die Region von Dombes bildet einen Bereich, in welcher der Rhonegletscher im Verlauf des Quartärs mehrmals glaziale Ablagerungen hinterlassen hat („moraines externes“, Riß und älter). Die Vielfalt der Ablagerungen und ihre Komplexität regen zur Gründung einer mehrdisziplinären Arbeitsgruppe („Quaternaire des Dombes“) innerhalb der SEQS an.

VI. Die Subkommission, die 1983 die palynologisch untersuchten Profile von Samerberg und Mondsee

und 1984 die von La Grande Pile und Les Echets besucht hat, möchte die Aufmerksamkeit der Quartärforscher auf den besonderen Ablagerungstyp der lakustrischen Sedimente lenken, die in intraglazialen Bereichen liegen und die vor der Erosion geschützt blieben. Die Subkommission empfiehlt den Entwurf eines europäischen Untersuchungsprogrammes über „Quartäre lakustrische Sedimentfolgen“.

2. Arbeitstreffen der SEQS 1985 in der Schweiz

Das Symposium 1985 der SEQS mit dem Thema „Quartäre Leitprofile in der Schweiz“ fand vom 14. bis 17. Oktober statt. Es war zwei Jahre zuvor von Professor MAX WELTEN (†1984) angeregt worden. Es sollte die Diskussion in Bayern und Österreich 1983 (vgl. CHALINE & JERZ 1984) und in Frankreich 1984 fortsetzen.

Die Vortragstagung und die Exkursionen wurden von C. SCHLÜCHTER, Generalsekretär der INQUA, organisiert und von der ETH Zürich, der Schweizer Naturforschenden Gesellschaft, dem Schweizer Nationalfonds und zahlreichen weiteren Institutionen großzügig unterstützt. Ihnen allen, besonders C. SCHLÜCHTER, Zürich, sei dafür vielmals gedankt.

An der Exkursionstagung haben rund 50 Quartärforscher aus 10 Nationen teilgenommen, darunter 15 Mitglieder und korrespondierende Mitglieder der Subkommission. Beim Kolloquium am 14. und 15. 10. 1985 in Zürich-Hönggerberg wurden 21 Vorträge zur Quartärstratigraphie gehalten. Sie werden in den „Proceedings INQUA-Symposium Zürich 1985“ veröffentlicht (Druck 1986). Auf den Exkursionen wurden mehrere bedeutende, z. T. ‚klassische‘ Stellen der Quartärgeologie in der Schweiz besucht: Ostschweiz: Buechberg/Wangen, Gossau, Niederweningen, Stadlerberg. Zentralschweiz: Gondiswil, Büemberg, Thalgut am Aaretal.

Im Anschluß an die Exkursionen wurden folgende Beschlüsse gefaßt:

I. Die Subkommission anerkennt drei Profile als Referenzprofile:

(1) **Buechberg** bei Wangen als Referenzprofil für den Abschnitt zwischen Holstein (sensu Welten) und Riß;

(2) **Gondiswil** als Referenzprofil für das Eem und das Untere Würm (sensu Wegmüller und Welten);

(3) **Thalgut** als Referenzprofil mit zwei pollenstratigraphisch erfaßten Interglazialen: Holstein (sensu Welten) und Eem (sensu Welten). Besondere Bedeutung erhält das Thalgut-Profil durch die lithostratigraphische Absicherung (SCHLÜCHTER 1976).

II. Die Subkommission empfiehlt eine Intensivierung der physikalischen Altersdatierungen (U/Th, ESR, TL).

III. Die Subkommission schließt sich der Empfehlung von R. G. WEST (Cambridge) an, wonach regionale bzw. lokale Bezeichnungen bei der Beschreibung von Typusprofilen verwendet werden sollten (s. Proceedings INQUA-Symposium Zürich 1985, Druck 1986).

3. Zukünftige Arbeiten

Das Arbeitstreffen 1986 der SEQS findet in der Zeit vom 22. bis 26. September in Hamburg statt. Das Thema lautet: „Holstein-Interglazial“. Sekretär der Exkursionstagung ist Dr. G. LINKE, Geologisches Landesamt der Freien und Hansestadt Hamburg, Oberstraße 88, D—2000 Hamburg 13.

Auf der Basis der limnisch-terrestrischen und marinen Ablagerungen wird die absolute Altersstellung und die Zuordnung des Holstein-Interglazials zur Tiefsee-Stratigraphie sowie die Frage einer möglichen Zweiteilung nebst den Konsequenzen für die Saale-Stratigraphie diskutiert.

Der nächste INQUA-Kongreß findet 1987 (31. 7. bis 9. 8.) in Ottawa, Kanada, statt. Außer den Veranstaltungen im Gastland sind keine weiteren Treffen vorgesehen.

Für 1988 ist ein Symposium in Polen zum Thema „Warthe-Vereisung“ geplant. Die Exkursionstagung wird von Prof. J. E. MOJSKI, Vizepräsident der SEQS, Branch of Marine Geology, Sopot, Poland, vorbereitet.

Schriftenverzeichnis

BEAULIEU, J. L. DE & REILLE, M. (1984a): The pollen sequence of Les Échets (France): a new element for the chronology of the Upper Pleistocene. — *Géographie physique et Quaternaire*, 38 (1): 3—9; Paris.

BEAULIEU, J. L. DE & REILLE, M. (1984b): A long Upper Pleistocene pollen record from Les Echets near Lyon, France. — *Boreas*, 13: 111—132; Oslo.

BILLARD, A. & DERBYSHIRE, E. (1985): Pleistocene stratigraphy and morphogenesis of La Dombes: an alternative hypothesis. — *Bull. de l'Assoc. franç. pour l'étude du Quaternaire*, 22 (2): 85—96; Paris.

BOURDIER, F. (1962): Le bassin du Rhône au Quaternaire. — *Géologie et Préhistoire*, Ed. du CNRS, 2 vol., 363 p.; Paris.

CAMPY, M. (1982): Le Quaternaire franc-comtois. Essai chronologique et paléoclimatique. — Thèse, 575 p., Besançon.

- CAMPY, M. (1984, ed.): Dynamical and chronological relations between glacial and périglacial deposits. Guidebook. — Laboratoire de Géologie Historique et Paléontologique Université Besançon: 143 p.; Besançon.
- (1985): Dynamique d'une marge glaciaire au maximum würmien: La Combe d'Ain (Jura). — Bull. de l'Assoc. française pour l'étude du Quaternaire, 22 (2): 65—74; Paris.
- CHALINE, J. (1972): Le Quaternaire. L'histoire humaine dans son environnement. — 338 p.; Paris (Doin).
- & JERZ, H. (1984): Arbeitsergebnisse der Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie: Stratotypen des Würm-Glazials (Berichte der SEQS 6). — Eiszeitalter u. Gegenwart, 34: 185—206; Hannover.
- GRÜGER, E. (1979a): Spätriß, Riß/Würm und Frühwürm am Samerberg in Oberbayern — ein vegetationsgeschichtlicher Beitrag zur Gliederung des Jungpleistozäns. — Geologica Bavarica, 80: 5—64; München.
- (1979b): Die Seeablagerungen vom Samerberg/Obb. und ihre Stellung im Jungpleistozän. — Eiszeitalter u. Gegenwart, 29: 23—34; Hannover.
- HANTKE, R. (1967): Geologische Karte des Kantons Zürich und seiner Nachbargebiete. — Zürich (Leemann).
- (1980): Eiszeitalter. — Bd. 2: 702 S.; Thun (Ott).
- HEIM, J., LAUTRIDOU, J.-P., MAUCORPS, J., PUISSÉGUR, J.-J., ROUSSEAU, D.-D., SOMMÉ, J., THEVENIN, A. & VAN VLIET-LANOË, B.: Achenheim. Loess et formations fluviatiles quaternaires d'Alsace. — Livret-Guide, Sous-Commission de Stratigraphie de Quaternaire d'Europe (INQUA): 90 p.; Dijon.
- LAUTRIDOU, J.-P., SOMMÉ, J., HEIM, J., PUISSÉGUR, J.-J. & ROUSSEAU, D.-D. (1985): La stratigraphie des loess et formations fluviatiles d'Achenheim (Alsace). — Bull. de l'Assoc. française pour l'étude du Quaternaire, 22 (2): 125—132; Paris.
- MANDIER, P. & BEAULIEU, J. L. DE (1984): Région lyonnaise. — In: CAMPY, M. (1984, ed.): 125—143; Besançon.
- MONJUVENT, G., MANDIER, P. & BEAULIEU, J. L. DE (1984): Le front morainique des Dombes. — In: CAMPY, M. (1984, ed.): 109—124; Besançon.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1901/09): Die Alpen im Eiszeitalter. — 3 Bde., 1199 S.; Leipzig (Tauchnitz).
- SERET, G. (1984): Some aspects of glaciations in the "Vosges Lorraines". — In: CAMPY, M. (1984, ed.): 24—45; Besançon.
- (1985): Die eiszeitlichen Vergletscherungen der Lothringischen Vogesen und ihre Stratigraphie. — In: Exkursionsführer II zur 22. wissenschaftl. Tagung der DEUQUA In Freiburg i. Br. Sept. 1985; 15—96. Hannover.
- SERET, G. & WOILLARD, G. (1976): The glaciations in the Vosges Lorraines. — In: FRENZEL, B. (1978, ed.): Führer zur Exkursionstagung des IGCP-Projektes 73/1/24 "Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere" (5.—13. 9. 1976) in den Südvogesen, im nördlichen Alpenvorland und in Tirol: 1—30; Bonn-Bad Godesberg.
- SCHLÜCHTER, C. (1976): Die lithostratigraphische Gliederung der letzteiszeitlichen Ablagerungen zwischen Bern und dem Thunersee. — In: FRENZEL, B. (1978, ed.): Führer zur Exkursionstagung des IGCP-Projektes 73/1/24 "Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere" (5.—13. 9. 1976) in den Südvogesen, im nördlichen Alpenvorland und in Tirol: 31—53; Bonn-Bad Godesberg.
- (1982): Quartärgeologischer Querschnitt vom Alpenrand (Linthebene) durch's Glattal bis zum Rhein. — In: MAISCH, M. & SUTER, J. (1982, ed.): Exkursionsführer A (Ostschweiz) zur 21. wissenschaftl. Tagung der DEUQUA in Zürich 1982: 51—60; Zürich. — (Phys. Geogr. Vol. 6, Zürich).
- WEGMÜLLER, S. & WELTEN, M. (1985): Quaternary reference sections in the Eastern and Central Alpine Foreland of Switzerland. — Guidebook to the excursions of the SEQS (16.—17. 10. 1985): 88 p.; Zürich (ETH Zürich).
- VUILLEMEY, H., CAMPY, M., CHALINE, J. & HEIM, J. (1984): Le remplissage du porche de la Baume de Gigny. — In: CAMPY, M. (1984, ed.): 101—108; Besançon.
- WEGMÜLLER, S. (1966): Über die spät- und postglaziale Vegetationsgeschichte des südwestlichen Jura. — Beitr. Geobot. Landesaufn. Schweiz, 48: 143 S.; Bern.
- (1986): Recherches palynologiques sur les charbons feuilletés de la région de Gondiswil/Ufhusen (Plateau Suisse). — Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire (AFEQ), 23; Paris. — (Im Druck).
- WELTEN, M. (1981): Verdrängung und Vernichtung der anspruchsvollen Gehölze am Beginn der letzten Eiszeit und die Korrelation der Frühwürm-Interstadiale in Mittel- und Nordeuropa. — Eiszeitalter u. Gegenwart, 31: 187—202; Hannover.
- (1982): Pollenanalytische Untersuchungen im Jüngeren Quartär des nördlichen Alpenvorlandes der Schweiz. — Beitr. z. Geolog. Karte der Schweiz, N. F., 156. Lfg., 1 Textbd.: 174 S., 1 Diagrammheft (44 Diagr.); Bern.
- (1984, Mskr.) Neue pollenanalytische Ergebnisse über das Jüngere Quartär der nordalpinen Schweiz (Mittel- und Jungpleistozän), Bern. — [In Druckvorbereitung].
- WOILLARD, G. (1978): Grande Pile peat bog: a continuous pollen record for the last 140.000 years. — Quaternary Research, 9: 1—21; New York.

Adolf Luttrupp

6. 10. 1896 — 31. 12. 1984



Am Silvestertag 1984 verloren wir ADOLF LUTTRUPP. Er, der dem Zwang zum Auto zeitlebens gefeigt war, den die Erinnerung mit Fahrrad und Rucksack verbinden wird, wurde im hohen Alter noch Opfer des Molochs Autoverkehr. Wie er im Leben immer hat kämpfen müssen, so hat er noch wochenlang gegen den Tod aufbegehrt, tapfer in Schmerzen, aber vergeblich.

Welcher Altsteinzeitforscher und mit der Prähistorie vertraute Quartärkundler denkt nicht beim Namen des Verstorbenen an die von ihm erschlossenen, einzigartigen Paläolith-Stationen und das kaum zu überblickende wertvolle Sammlungsgut besonders des Alt- und Mittelpaläolithikums, von dessen Kostproben man auf Tagungen, in Sonderausstellungen, im Museum der Schwalm oder im Hessischen Landesmuseum Kassel in den Bann geschlagen wurde. Für viele wird es ein unvergeßbares Erlebnis gewesen sein,

diese wissenschaftlichen Schätze in LUTTRUPPS Ziegenhainer Wohnung studieren zu können. Wie einführend konnte der Forscher erklären, wie rührend sorgte dann seine verehrte Frau um das Wohl des Gastes! Stück um Stück konnte man die kostbarsten Paläolithen aus Jahrzehntausenden, ja Jahrhunderttausenden menschlicher Entwicklung in die Hand nehmen, prüfen, ertasten, erfassen, begreifen, ja unter den belehrenden, begeisternden Worten ADOLF LUTTRUPPS im Fühlen fast ein Urzeitmensch werden. Und wenn dann nach Typologie und Patinierungsart immer ältere, urtümlichere Steingeräte dargeboten wurden, die plumpesten Faustkeile und Abschlaggeräte Mitteleuropas, schließlich die kaum mehr in das gängige konventionelle Typen-Schema einpaßbaren, sehr „verwaschenen“ Urgeräte, man in die Anfangsgründe und Rätsel menschlichen Geistes und Handfertigkeiten vorstieß, wie gepackt war man dann, wie nachdenklich, wie ergriffen! Blättert man — jetzt voller

Wehmut und Trauer — im Gästebuch der Familie LUTTROPP, so klingen diese Empfindungen bei vielen Eintragungen mit.

An den zahlreichen Besuchern merkt man die große Ausstrahlungskraft des Verstorbenen: Heimatfreunde, Schüler, Studentengruppen verschiedener Universitäten mit ihren Professoren, Laienforscher, sehr zahlreich Deuqua-Mitglieder, so mancher Besucher von hohem Rang und wissenschaftlichen Namen; nicht nur aus deutschen Landen, aus Frankreich, Ungarn, Böhmen, Jugoslawien, ja aus Kanada, USA und Indien zog es so manchen nach Ziegenhain.

ADOLF LUTTROPP waren die Altsteinzeit-Kenntnisse und das einzigartige Artefakt-Material nicht mühelos zugefallen. Er war Autodidakt, lange Zeit ohne direkten Zugang zur Fachliteratur und ohne Kontakt zu Forschungsinstitutionen. Passion, wissenschaftliche Besessenheit im besten Sinne des Wortes, Arbeitslust, unermüdlicher Fleiß und Ausdauer, dieses alles vereinigte sich in seiner Person. Mitte der dreißiger Jahre begann er neben den mannigfachen, sehr ernst genommenen Anforderungen des Lehrerberufes und der Familie, die vorzeitlichen Tertiärquarzit-Schlagplätze der Hessischen Braunkohlensekte zu erforschen. Hunderttausendfaches Bücken auf Äckern und Lesesteinhaufen, Arbeit mit Hacke und Spaten in Sandgruben, Transport des schweren Sammlungsgutes im Rucksack oder mit dem Fahrrad: Kilo auf Kilo, Zentner auf Zentner. Es mußte gereinigt werden, geordnet, katalogisiert, beschriftet, durchdacht, mit den Geländebefunden und dem quartärkundlichen Wissen in Einklang gebracht werden, bis dann nach Jahren die Sammlung von Weltgeltung vorlag.

Wenig wissenschaftliche oder kollegiale Hilfe hat LUTTROPP dabei in der ersten Zeit erfahren, manchen akademischen Dünkel, Besserwisseri und vielerlei Demütigungen ertragen müssen, wie etwa das „Gegen diesen Stein hat wohl ein Pferd getreten“ eines berühmten Vorgesichtsprofessors. Später, als man sich der großen Bedeutung der hessischen Paläolith-Funde bewußt wurde, hat mancher Mensch in Amt und Würden erwartet, ADOLF LUTTROPP würde ihm fleißig für Publikationen sammeln und zuliefern, der begeisterte „Lehrer“ hoffentlich keinen anderen Wunsch oder Ehrgeiz entwickeln als Finderglück auf den Äckern. LUTTROPP war aber aus anderem Holz! Er wollte genau wissen — und schnell und nicht devot geduldig über die scheinbar allein zuständigen Fachleute — was es mit seinen Funden, seinen Vorstellungen auf sich hatte, wollte Gewißheit, wer und was der Urmensch war, wollte sich in sein hartes Leben, sein Denken, seine Seele einfühlen, herausfinden, ob und wie sehr er uns Heutigen fremd oder gleich war. Zwar hatte LUTTROPP keinen Ehrgeiz

nach Aufsehen und lautem Ruhm, wohl aber das Verlangen, als Forscher geachtet zu werden. Bald war er in Kenntnissen und Erfahrungen zur Altsteinzeit den Fachleuten nah, bei seinem hessischen Fundgut diesen bald weit voraus, was man recht gut an seinem Anteil der Eiszeit-Ausstellung spürte, die im Jahre 1952 Prof. EDUARD JACOBSSHAGEN so anregend in einigen hessischen Städten veranstaltete.

Anerkennung der Fachkreise stellte sich schließlich ein, nachdem LUTTROPP in den Jahren 1953 und 1956 im Musée de l'Homme und im Institut de Paléontologie Humaine vergleichende Studien getrieben hatte und in engere wissenschaftliche Beziehungen zu den Professoren Abbé BREUIL, HARPER KELLEY, VAUFREY, MOVIUS und BORDES getreten war und bei ihnen die Bestätigung seiner typologischen Einordnungen erhalten hatte. Auch die Präsentation seines Fundmaterials 1956 bei der internationalen Neandertaler-Feier in Düsseldorf und anschließend bei der Deuqua-Tagung in Marburg (die erste Fund-Vorlage bei der Deuqua war übrigens schon 1951 in Mainz) ließen die Fachkollegen aufmerken.

Wohlverdiente Ehrungen stellten sich in den 70er Jahren ein: Ernennung zum Ehrenmitglied der Deutschen Quartärvereinigung auf der Tagung 1970 in Kiel und Verleihung der Ehrendoktorwürde im Jahre 1971 durch den Fachbereich Altertumswissenschaften der ehrwürdigen Marburger Philipps-Universität.

LUTTROPPS Altsteinzeit-Interessen beschränkten sich keineswegs auf Hessen. Mit wachem Sinn verfolgte er, was sich bei Grabungen in Mitteldeutschland tat, ging selbst in den Alpen auf Steinartefakt-Suche und verglich alt- bzw. mittelpaläolithisch anmutende Artefakte Nevadas mit seinem hessischen Material. Obwohl von den eigenen Deutungen überzeugt, wie etwa bei den Gneis-Stücken bei Burg Tirol oder vermeintlichen Quarzit-Skulpturen Hessens, war er für erste, wohlwollende Kritik empfänglich, vor allem, wenn sie von Seiten der Geologie kam.

Wendet man sich tätig dem Paläolithikum zu, so erntet man erfahrungsgemäß nicht nur Wohlwollen und Freundschaft. Mancher Zwist oder Groll ergab sich unvermeidlich daraus, daß der Verstorbene die Fundstellen des Ziegenhainer Gebietes intensiv überwachte, nicht nur damit keine Artefakte mit Sandfuhren oder als Feldweg-Belag verloren gingen, sondern nicht auch Unbefugte Kostbares und im Verband mit den anderen Funden noch Wertvolleres in alle Welt verschleppten. Wie oft hat er über „Raubgräber jeglichen Standes“ geklagt.

Was unseren Verstorbenen als sehr empfindsamen Menschen über viele Jahre hin tief getroffen und beleidigt hat, war eine Literatur-Bemerkung des Jahres

1959, die leider auch nicht zurückgenommen worden ist, als Persönlichkeiten wie WALTHER ADRIAN, CORNELIUS ANKEL, ERNST SCHÖNHALS und OTTO UENZE dies vom Autor forderten. Man muß HERMANN SCHWABEDISSEN dankbar sein, der in „Zur Verbreitung der Faustkeile in Mitteleuropa“ (Fundamente A, Bd. 2, 1970, S. 68—69) den Fall aufgegriffen und „das für unsere Wissenschaft hoch einzuschätzende Verdienst A. LUTTROPPS um die Erforschung des hessischen Paläolithikums“ herausgestellt hat, das durch „einige dem Fachmann völlig unverständliche Bemerkungen“ in keiner Weise geschmälert werden könne.

Völlig unverständlich sind vielen Kollegen auch die wissenschaftlichen Motive bei der seltsamen, heimlichen Einkippung des in museale Hände gegebenen katalogisierten Sammlungsgutes aus den Stationen Reutersruh, Rörsrhain, Lenderscheid und Hausen in die Sandgrube Völker bei Rörsrhain. Es seien deswegen hier keine Feindseligkeiten neu entfacht, den Verstorbenen, der damals schon 81 Jahre alt war, hat die Angelegenheit aber tief verletzt, und bis zu seinem Tod hat er sie nicht verwinden können.

Was den amtlichen Schutz und das weitere Schicksal der Fundstellen, vor allem der schönen, landschaftsbeherrschenden Kuppe Reutersruh, anbelangt, auch hier mußte LUTTROPP manchen Ärger einstecken. Es war die Zeit, in der die Behörden keine Skrupel hatten, die Löschung des unter Naturschutz stehenden Gebietes „Reutersruh“ im Naturdenkmalsbuch zu beschließen.

ADOLF LUTTROPP wurde in Wolfhagen geboren, besuchte die Volksschule in Kassel, die Mittelschule in Wiesbaden, wo sich bei ihm schon die Begeisterung für die Vorzeit und Ausgrabungen zeigte und wovon der Verstorbene in guter Stimmung lustige Anekdoten zu erzählen wußte. Es folgte die Ausbildung im Lehrerseminar zu Eschwege und nach dem 1. Weltkrieg die Tätigkeit als Lehrer an der Heeresfachschule, ab 1934 als Volksschullehrer im Kreise Ziegenhain. Wie bei vielen Deutschen seiner Generation hat die kriegerische und politische Entwicklung tief und hart in sein Leben eingegriffen: Im 1. Weltkrieg jahrelang Frontsoldat, wurde er nach dem 2. Weltkrieg ein halbes Jahr lang interniert, 5 Jahre aus dem Schuldienst entfernt, was ihm und der Familie Not brachte, ihm auch sonst schwergefallen ist, war er doch mit Leib und Seele Lehrer und der Jugend zugetan. Wie sehr er bei seinen Schülern beliebt war, wie ernst er sie als Persönlichkeiten mit ihren Vorzügen und all ihren Schwächen nahm und mit den schließlich Erwachsenen verbunden blieb, das merkte man aus seinen

humorvollen Schul-Erzählungen und dem fortwährenden herzlichen Grüßen, den Plaudereien, wenn man mit ADOLF LUTTROPP durch Ziegenhains Straßenging, sehr dann an dem bewegten Mitempfinden, als man seine sterbliche Hülle am eiskalten 4. Januar 1985 zu Grabe trug.

Alle, die ADOLF LUTTROPP kannten, werden beistimmen: Er war ein charaktvoller Mensch, allem Duckmäusertum abhold, die verbreitete Ehrlosigkeit verachtend. Die kräftige Wesensart, die dem Lehrer zugekommte, der sich bei noch Unvernünftigen Respekt verschaffen muß, war aber nur ein Teil dieses Mannes. Wer sein Vertrauen gewonnen hatte, dem öffnete sich die zarte innere Wärme seines Gemütes, die sich auch in der steten Sorge um seine verehrte Frau offenbarte. Seine Freunde loben die Selbstlosigkeit, die kameradschaftliche Hilfe bei wissenschaftlichen Problemen oder bei Erstellung wissenschaftlicher Arbeiten. Dies spürt man z. B. deutlich in ADRIANS Monographie zur Altsteinzeit im östlichen Westfalen. Seine hessische Heimat liebte LUTTROPP von Herzen, und so war er bei den Mitgliedern des Schwälmer Heimatbundes, dessen Ehrenmitgliedschaft er besaß, sehr beliebt und geachtet.

Nur wenig von dem, was er entdeckt, gerettet, gesammelt hat, konnte ADOLF LUTTROPP endgültig bearbeiten und publizieren, nur einmal — in Verbindung mit GERHARD BOSINSKI — eine Fundplatz-Monographie vorlegen. Auch war ihm nicht mehr vergönnt, so manche der von ihm erkannten Befunde und Probleme anzupacken; es hätte einiges davon nur mit Hilfe der Naturwissenschaften, mit aufwendigen Labor- und Mikroskopier-Arbeiten geschehen können. Die Altsteinzeitforschung in Deutschland hat er auf jeden Fall ein beträchtliches Stück vorgebracht. Die zukünftige Forschung wird noch lange von der Ernte seines Schaffens und Strebens zehren und ihm gewiß ein ehrendes Andenken bewahren.

Veröffentlichungen über ADOLF LUTTROPP

- SMOLLA, G. (1980): ADOLF LUTTROPP zum 80. Geburtstag am 6. Oktober 1976. — Fundber. aus Hessen, 17/18, 437—438, Bonn. Hierin das Schriftenverzeichnis ADOLF LUTTROPP, zusammengestellt von GERHARD BOSINSKI.
- HELLWIG (1986): In Memoriam Dr. h. c. ADOLF LUTTROPP. — Jb. Schwälmer Heimatbund, 1986, 15, Ziegenhain.

Personalia

Der französische Minister für Forschung und Technologie hat Herrn Prof. Dr. GERD LÜTTIG, Inhaber des Lehrstuhls für Angewandte Geologie der Friedrich-Alexander-Universität, Erlangen-Nürnberg, einem der ersten Mitglieder unserer Gesellschaft, den Alexander-von-Humboldt-Preis für 1986 verliehen.

Wir gratulieren zu dieser Ehrung.

Herr Professor Dr. RUDOLF MUSIL, Leiter des Lehrstuhls für Geologie und Paläontologie der J. E. Purkyně-Universität in Brünn, hat am 05. Mai 1986 sein 60. Lebensjahr vollendet.

Wir gratulieren und wünschen dem Jubilar noch viele gesunde Lebensjahre.

Buchbesprechungen

Die Paläolithischen Neufunde von Markkleeberg bei Leipzig

WILFRIED BAUMANN und DIETRICH MANIA, mit Beiträgen von VOLKER TOEPFER und LOTHAR EISSMANN
VEB Deutscher Verlag der Wissenschaften. Berlin 1983
(Veröff. Landesmuseum f. Vorgesch. Dresden 16), 92 S., 192 Abb., 33 Taf., Preis: 90,— M (DDR)

Die Funde von Markkleeberg besitzen für die Quartärstratigraphie seit nahezu einem Jahrhundert zentrale Bedeutung. Die schon 1944 abgeschlossene, aber erst 1955 erschienene wichtige Publikation von RUDOLF GRAHMANN hat sie in sorgfältiger Bearbeitung bekannt gemacht. Er unterschied zwei archäologische Niveaus, von denen er das ältere (1) in die Elster-Saale-Warmzeit stellte, das jüngere (2) mit der Hauptmasse der Funde in den Beginn der damals noch einfach gedachten Saale-Eiszeit. Eine Abrollungs- und Patinierungsdifferenzierung ist bei der Durchsicht der Originale offensichtlich. Ob darin aber wirklich eine zeitliche Abfolge zu sehen ist, läßt sich bei dem meist im Kontext schlecht beobachteten alten Fundgut nicht mehr feststellen. Aus typologischen Überlegungen und davon abgeleiteten Gründen haben GISELA FREUND und vor allem GERHARD BOSINSKI eine enge Nachbarschaft zum „Mittelpaläolithikum“ gesucht, das nach klassischer französischer Definition (BORDES) erst mit dem Beginn der Saale-Wechsel-Warmzeit einsetzt. BOSINSKI sah vor allem eine enge Nachbarschaft zu Salzgitter-Lebenstedt. Dort hatten aber ALFRED TODE und seine Mitautoren tatsächlich ein Früh-Wechsel-Alter postuliert. Noch komplexer wurde diese archäologisch-stratigraphische Diskrepanz durch die Tatsache, daß es noch über die 50er Jahre hinaus teilweise üblich war, zeitlich geschlossene Inventare in mehrere technische Traditionen zu gliedern, die damit als genetisch differenzierbar galten. Archäologisch darf heute als gesichert gelten, daß damit nur technische Faziesunterschiede zum Ausdruck kommen, die von den jeweils ausgeübten Arbeitsfunktionen bestimmt werden. Entsprechend können die Anteile von Levallois-, Clacton-, Moustérien und Acheuléen-Merkmalen wechseln. Der Rezensent hat daher 1967 in der letzten Auflage der „Urgeschichte der Menschheit“ die Funde von Markkleeberg als „Östliches Acheuléen“ eingestuft. Damit ist aber noch nichts über ihre tatsächliche Datierung

gesagt. Geostratigraphisch war ein besser beobachteter Teil der Funde sicher in die Saale-Vorstößzeit zu stellen (Mittleres Mittelpleistozän des Rezensenten 1967). Damals mußte aber gerade aus artefaktmorphologischen Gründen offen bleiben, ob nicht auch Teile der Funde erheblich jünger sein konnten und etwa aus nicht erkannten nachsaalezeitlichen Rinnenfüllungen stammten. Gerade die noch nicht völlig ausgestandenen Interpretationsschwierigkeiten von Salzgitter-Lebenstedt mahnten und mahnen zur Vorsicht. Auch die neue Materialpublikation von ALFRED TODE (1982) enthält noch keine neuen geostratigraphischen Argumente. Immerhin bildet aber die Arbeit das Artefakt-Inventar von Salzgitter-Lebenstedt 1952 nahezu vollständig ab.

Die hier zu besprechende Monographie stellt die Neufunde aus Markkleeberg nach 1967 vor, die meist weitläufig streuten und auf W. BAUMANN zurückgehen. Sie konzentrierten sich 1977 stärker im Bereich des Hauptterrassen-Randes. Als bester Kenner des Leipziger Quartärs weist L. EISSMANN für die Funde 1967—1977 eindeutig die stratigraphische Zugehörigkeit zur Hauptterrasse der Leipziger Bucht nach. In ihr kommen nicht nur vollarktische Einschüsse vor, wie noch GRAHMANN annahm, sondern in Schlufflagen auch Pollen mit bis zu 70 % Gehölzanteilen und darunter neben Weiden und Kiefern auch Erlen und Linden. Holsteinzeitliche Ablagerungen im Liegenden würden in das Untere Mittelpleistozän (Rezensent 1967) und Saale-Moränen im Hangenden in das Obere Mittelpleistozän (Rezensent 1967) zu stellen sein. Darüber folgen aber noch Rinnensedimente vom Typus Rabutz mit *Palaeoloxodon antiquus* und *Dicerorhinus kirchbergensis*, wohl am ehesten Eem-zeitlich (= Saale-Wechsel-Warmzeit oder Unteres Jungpleistozän des Rezensenten 1967), wie auch Ablagerungen der Pleisse-Aue aus dem Weichsel und dem Postglazial.

1977 wurden auf einer Fläche von 1500 m mal 100 bis 300 m 4000 klar erkennbare Artefakte aufgesammelt. Sie waren dort mit einer Elster-Grundmoräne verbunden und werden von Saale-Geschiebemergel überdeckt. Ein Teil der Funde streut bei verschiedenen Abrollungsgraden locker über das ganze Areal. Ein zweiter Komplex stammt aus einer verdichtenden Rinnenfüllung von lediglich 2,0 m Breite und 4,0 m verfolgbare Länge bei etwa 1,0 m Mächtigkeit. Ein Vorkommen, das jenem ähnelt, das wir 1982 (EuG 1984) in Şhremuz am Euphrat in einem fossilen Seitentalschotter nachweisen und dokumentieren konnten. 90 % der insgesamt 410 eindeutigen Artefakte dieses Vorkommens in Markkleeberg lagen in einem nur etwa 20 cm mächtigen Konzentrationshorizont und waren kaum umgelagert.

D. MANIA weist auf die Schwierigkeit der Abgrenzung von Naturbruch gegen einfachere Artefakte hin, wie dies auch für Şhremuz gilt. Für eine eingehendere Statistik stehen in beiden Komplexen von 1977 4101 sichere Artefakte zur Verfügung, von denen nahezu 80 % gering nachträglich modifizierte Abschlüge sind. Gut 17 % sind kernartige Stücke und nur ganze 3,16 % sind stärker überarbeitete Werkzeuge (130 Objekte), darunter gerade 0,1 % (5) Faustkeile. Das ist typisch für offen streuende Funde des europäischen Acheuléen bei vollständigen Absammlungen, wie sie Komplex 1/77 darstellt. Unter seinen 3764 als Artefakte akzeptierten Stücken treten die genannten 5 Faustkeile und 8 weitere Kerngeräte mit bifazieller Zurichtung auf. In dem eng konzentrierten Abschlagmaterial von 2/77 mit 337 Artefakten fehlen derartige dreidimensional ausgearbeitete Geräte aber gänzlich. Dazu kommt, wie die einfache, aber überzeugende statistische Auswertung von D. MANIA belegt, daß in der Schlagstellenfazies (2/77) neben der ebenfalls typischen Verdichtung eine steilere Schlagführung und bessere Symmetrie der Abschlüge (klingenartige Formen) auftritt. Damit wird deutlich, daß der konzentrierten Fazies eher ein Levallois-Aspekt zukommt, während die bifaziellen Objekte, darunter die Faustkeile, auch bei geringer Anzahl den Acheul-Charakter demonstrieren.

Insgesamt wirken die Faustkeile und Kerngeräte von Markkleeberg 1977 gegenüber Salzgitter-Lebenstedt 1952 eher grob. Das ist etwas weniger augenscheinlich

bei den ausgearbeiteten Abschlaggeräten, gilt aber auch dort. Klassischen Moustier-Formen stehen einfachere Ausbildungen gegenüber, die ehemals gerne als Tayac-Varianten angesprochen wurden. Auch hier ist unterdessen, vor allem aus Südfrankreich, immer wieder belegt, daß derartige Ausprägungen der Zurichtung nebeneinander auch schon im Mittelpleistozän bei Abschlaggeräten vorkommen können. Eingehendere Detailvergleiche zu jungpleistozänen Inventaren stehen aber noch aus. Sie wären zwischen Markkleeberg 1977 und Salzgitter-Lebenstedt 1952 und einigen anderen Inventaren auch in Mitteleuropa ausführbar.

Fauna ist im Zusammenhang mit Markkleeberg 1977 nur schlecht belegt. Einem als altertümlich angesprochenen Mammut entsprechen Wollnashorn, Wildrind und schweres Wildpferd und die schon oben erwähnten Pollen. Ob die Fauna ausschließlich als Beutereste des Menschen anzusprechen ist, muß offen bleiben.

Mit sehr hoher Wahrscheinlichkeit sind also Markkleeberg 1977 und Salzgitter-Lebenstedt 1952 doch zeitlich erheblich zu differenzieren. Die letztere Station fällt zeitlich in die Nähe von Königsau, das sowohl stratigraphisch wie artefaktmorphologisch in das Früh-Weichsel gehört und ebenfalls in seinen drei Horizonten eine Faziesdifferenzierung der Artefakte zeigt. Wir haben demnach tatsächlich ein „Mittelpleistozänes Ost-Acheuléen“ und ein „Jungpleistozänes Jüngerer Ost-Acheuléen“ (oder „Ost-Micoquien“) im Westteil der Norddeutschen Tiefebene. Offen bleibt aber nach wie vor, ob nicht auch schon ein Teil der älteren Funde, die vor 1967 gemacht wurden, in Markkleeberg erst aus jüngeren Rinnenfüllungen stammt und ebenfalls dem „Ost-Micoquien“ zuzuordnen ist. Es gibt keine statistisch-morphologischen Möglichkeiten, dies eindeutig auszuschließen.

Bei den Rekonstruktionen von ADELHELM DIETZEL hätte man sich eine entwickeltere Leder-Kleidungs-technik dargestellt gewünscht. Gerade das Vorliegen der gut ausgeformten mousteroiden Abschlaggeräte mit ihren gut kontrollierten Schneidekanten spricht für ihr Vorhandensein.

HANSJÜRGEN MÜLLER-BECK, Tübingen

Die Bodenkunde und ihre geologischen, geomorphologischen, mineralogischen und petrologischen Grundlagen

Prof. Dr. Dr. Dr. h. c. EDUARD MÜCKENHAUSEN

3., überarbeitete Auflage, 632 Seiten, 185 Schwarz-Weiß-Abb., 24 Farbtafeln,

Preis: DM 190,—. DLG-Verlag, Frankfurt/M.

Der Boden ist als Träger der pflanzlichen Biomasseproduktion, Filter für die Grundwasserbildung und Standort für mannigfache außeragrарische Nutzungen von grundlegender Bedeutung. Gefahren drohen ihm durch die Schadstoffbelastung der Luft und Gewässer, die Ablagerung von Abfällen, Erosion, nicht fachgerechte Anwendung von Agrochemikalien, unsachgemäße land- oder forstwirtschaftliche Bodennutzung, nicht sachgemäßen Transport bzw. eine unvorsichtige Lagerung von Industriechemikalien und deren Anwendung zur Bodenverfestigung bei Tiefbauarbeiten sowie die übermäßige Inanspruchnahme für Siedlungs-, Industrie- und Verkehrswegebau. Die Entwicklung von Bodenschutzstrategien ist daher ein dringendes Erfordernis, dessen übergeordnetes Ziel die Begrenzung der Bodenbelastung auf ein Maß sein muß, das negative Auswirkungen zuverlässig ausschließt.

Dies setzt hinreichend vertiefte Kenntnisse der Entwicklung, Verteilung und Eigenschaften der Böden voraus, und diese in leicht faßlicher, wiewohl den derzeitigen Kenntnisstand streng beachtenden Weise zu vermitteln, ist das Anliegen der jetzt in dritter Auflage vorliegenden „Bodenkunde“ Mückenhausens. Sie gliedert sich in die beiden Hauptteile: (A) Die geologischen, geomorphologischen, mineralogischen und petrologischen Grundlagen der Bodenentwicklung und (B) Die Bodenkunde. Dieser für ein Lehrbuch der Bodenkunde unkonventionelle Aufbau ergibt sich aus dem gerade in ökologischer Rücksicht zu unterstreichenden Bemühen, den Boden im Rahmen der Landschaftsentwicklung zu verstehen. Schon vom

Umfang her (185 S.) bedeutet dies freilich im ersten Teil eine Beschränkung, die sich an der — immer nur bedingt intersubjektiv entscheidbaren — Frage orientiert, was für das Verständnis der Allgemeinen Bodenkunde notwendig sei.

Der zweite, mit 392 Seiten wesentlich umfangreichere Teil zeigt die bei guten Lehrbüchern der Bodenkunde üblich gewordene Stoffgliederung. In didaktischer Hinsicht besticht er durch die Klarheit der Darstellung, die der Verfasser in Jahrzehnten akademischer Lehrtätigkeit zur hohen Vollendung geführt hat und an die sich die Hörer seiner Vorlesungen so gern erinnern.

Besonders hervorzuheben ist die Fülle einprägsamer Zeichnungen und die im Anhang zusammengefaßte Sammlung farbiger Abbildungen von Mineralen, Gesteinen, Bodendünnschliffen, vor allem aber die Auswahl exzellent gemalter und so das Wesentliche in einer sonst nicht erreichbaren Dichte wiedergebender Bodenprofile. Daß trotz des von der Qualität begründeten, gleichwohl relativ hohen Preises die „Bodenkunde“ Mückenhausens in zehn Jahren drei Auflagen erlebte, belegt wohl am besten die Wertschätzung, deren dieses Buch sich bei allen erfreut, die in Wissenschaft und Praxis mit dem weiten Problemfeld „Boden“ befaßt sind. Bei der vierten Auflage sollte daher das in der dritten kurzgefaßte Kapitel „Bodenschutz“ eine Ausweitung im Hinblick auf „Bodenschutzstrategien“ erfahren.

O. FRÄNZLE

Thermoluminescence Dating

M. J. AITKEN, 1985. 359 Seiten, 102 Abbildungen, 24 Tabellen,
Academic Press Inc., London, Preis 59 US-\$ / 50 engl. Pfd.

Thermolumineszenz (TL) heißt die schwache Leuchterscheinung, welche die meisten natürlichen Minerale beim Erhitzen auf etwa fünfhundert Grad Celsius zeigen. Da die Intensität dieser Lumineszenz u. a. durch die gesamte natürliche Strahlungsdosis bestimmt wird, die auf die Probe eingewirkt hat, läßt sich mit entsprechenden Kalibrierungen der Zeitpunkt der letzten Erhitzung bzw. das Entstehungsalter ermitteln.

Das vorliegende Buch stammt aus der Feder des Mannes, der diese Datierungsmethode mitbegründet hat und bis heute das wohl renommierteste der weltweit etwa 40 TL-Labors leitet. Das Buch ist daher ein Standardwerk, in dem 25 Jahre Erfahrung mit der Thermolumineszenz dokumentiert sind.

Hier werden erstmals die Grundlagen, die datierbaren Probenmaterialien, die technische Durchführung sowie auch die wichtigsten Interferenzen dieses Verfahrens so detailliert beschrieben, daß man mit Hilfe dieses Buches bereits die notwendigen theoretischen Kenntnisse haben sollte, um selber TL-Datierungen durchzuführen.

Für den interessierten Geowissenschaftler scheint es mir daher keine leichte Aufgabe, sich durch dieses Buch zu arbeiten: Das Buch vermittelt nämlich kein populärwissenschaftliches Bild einer Methode, sondern ein solides Grundwissen des gegenwärtigen „state of the art“. Wer sich heutzutage ein solches in einer der etablierten Datierungstechniken erwerben möchte, der darf auch nicht auf das Studium des „handwerklichen“ Details verzichten. Um so erfreulicher ist es daher, daß der Autor viele der rein technischen und mathematischen Aspekte aus dem Text in den Anhang genommen hat, in dem sich allein 15 der 24 Tabellen befinden.

Pflichtlektüre scheint mir dieses Werk für alle Geochronologen zu sein, insbesondere für alle Archäologen, Anthropologen, Quartärgeologen und Geographen. Wer in historischen Zeiträumen forscht, den wird insbesondere die TL-Datierung gebrannter Tonwaren interessieren, die im 2. und im 6. Kapitel („basic pottery dating“ und „special methods“) beschrieben wird.

Für die mit dem Quartär befaßten Geowissenschaftler hingegen sind wohl die letzten beiden Kapitel besonders interessant: Hier werden nämlich neuere Materialien für TL-Datierungen bis zu einigen 100.000 Jahren behandelt: Wie im Falle der Keramik-Datierungen kann die „TL-Uhr“ durch Erhitzen auf null gestellt worden sein: Steine oder Flint aus prähistorischen Feuerstellen sind daher ebenso datierbar wie bestimmte vulkanische Minerale und Gläser (Obsidian) oder Meteoritenkrater. Auch Minerale, die niemals erhitzt wurden, lassen sich datieren: Im Falle quartärer Karbonatsedimente (Stalagmiten, Travertine) datiert man beispielsweise den Zeitpunkt der Entstehung, im Falle von Löß oder marinen Sedimenten wird das Sedimentationsalter bestimmt, als das Sonnenlicht die „TL-Uhr“ zurückgestellt hat.

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß dieses Buch für alle an der Thermolumineszenz-Methode interessierten Wissenschaftler trotz seines stolzen Preises von 59 US-Dollar uneingeschränkt empfehlenswert ist. Vermutlich dürfte die Paperback-Ausgabe (ISBN 0-12-046381-4) wesentlich preiswerter und auch für Studenten erschwinglich sein.

GERD J. HENNIG

Hinweise für die Verfasser wissenschaftlicher Beiträge

Aufbau des satzfertigen Manuskripts

Titel kurz, ggf. Untertitel und Ergänzung, z. B. Name des Landes. Klare Gliederung, nur bei längeren Arbeiten ist ein „Inhaltsverzeichnis“ notwendig. Am Anfang der Arbeit steht eine Kurzfassung (Abstract) in Deutsch und Englisch. Der Titel ist zu übersetzen und in eckigen Klammern dem Abstract voranzustellen. Weitere Übersetzungen der Kurzfassung sind möglich. Die Kurzfassung soll für den Leser einen hohen Informationswert haben. Bei größeren Arbeiten können die Untersuchungsergebnisse in einer Zusammenfassung am Ende des Textes mitgeteilt werden, auch in einer fremden Sprache (z. B. Summary).

Auf Fußnoten bzw. Anmerkungen (ohne Literaturangaben!) ist wegen höherer Druckkosten möglichst zu verzichten; wenn nicht zu vermeiden, dann durchlaufend numerieren. Statt Seitenhinweise Angabe des Kapitels.

Äußere Form des Manuskripts

Format DIN A 4 (210 x 297 mm), nur auf einer Seite beschreiben, 1¹/₂zeilig, mit Seitenzahlen versehen und nicht heften. Unter dem Titel der Arbeit folgt der ausgeschriebene Name des Autors und die Anzahl der Abbildungen, Tabellen und Tafeln. Die Anschrift des Verfassers ist auf der Titelseite unten anzugeben.

Literaturzitate im Text sind Kurzzitate. Beispiel: (BÜTTNER 1938). Dieses Zitat bezieht sich auf die gesamte Arbeit. Sind bestimmte Seiten, Abbildungen, Tafeln usw. gemeint, dann müssen diese genau angegeben werden (nicht BÜTTNER 1938: 34 ff.). Beispiele für richtige und falsche Textzitate. Richtig: „... MÜLLER (1943: 76) ...“ oder „... (MÜLLER 1943: 76) ...“ oder „... (KELLER 1956: Taf. 12 Fig. 3 a-b) ...“ Falsch: „... MÜLLER schreibt (MÜLLER 1943: 76) ...“ oder „... MÜLLER (MÜLLER 1943: 76) schreibt ...“ Werden im Schriftenverzeichnis von einem Autor aus demselben Jahr mehrere Arbeiten aufgeführt, so sind diese durch Ordnungsbuchstaben zu kennzeichnen. Beispiele: (MÜLLER 1954a), (MÜLLER 1954b), (MÜLLER 1954a, b), (MÜLLER 1954a: 147, 1954b: 224). Gemeinschaftsarbeiten werden folgendermaßen zitiert: (BECKER & FUCHS 1963); (BECKER & FUCHS & RECKE 1967). Bei einer größeren Autorengruppe kann das Zitat auf „... et al.“ gekürzt werden (MESSMER et al. 1969).

Schriftauszeichnung: Autorennamen unterstricheln Müller wird MÜLLER; wichtig wird wichtig (gesperrt); Holozän wird **Holozän** (fett, z. B. für Überschriften). Die wissenschaftlichen Namen von Pflanzen und Tieren (Gattungen, Untergattungen, Arten, Unterarten) erscheinen im Druck *kursiv*; sie sind im Manuskript mit geschlängelter Linie zu kennzeichnen. — Die Überschriften der Abbildungen, Tabellen und Tafeln sind auf einem besonderen Blatt beizufügen.

Vorlagen von Abbildungen

Sie sollen eine Verkleinerung auf den Satzspiegel zulassen; es sind daher entsprechende Formate zu wählen und die Zeichnung ist in 2–4facher Größe anzufertigen. Die Schrift darf nach der Verkleinerung nicht niedriger als 1 mm sein. Keine zu dichten Flächensignaturen verwenden und Beschriftung aussparen (freistellen). Photos für Autotypen nur auf glänzendem oder hochglänzendem weißem Papier, nicht chamois o. dgl. Photos nur verwenden, wenn unbedingt notwendig (Autotypen sind wesentlich teurer als Strichätzungen). Alle Vorlagen sind mit dem Namen des Autors und der Abbildungs-Nummer zu versehen.

Schriftenverzeichnis

Es steht am Schluß der Arbeit und gibt Auskunft über die im Text zitierten Veröffentlichungen. Es wird nach Verfassern alphabetisch geordnet. Zitate aus Zeitschriften: Autor, Erscheinungsjahr in runden Klammern, Titel. — Zeitschrift (abgekürzt), Bandzahl bzw. Jahrgang (doppelt unterstreichen = Fettdruck), Seitenzahl (: 6–24), Zahl der Abbildungen, Tabellen und Tafeln, Erscheinungsort. — Zitate von Werken: Autor, Erscheinungsjahr in runden Klammern, Titel. — Zahl der Seiten, Abbildungen, Tabellen und Tafeln, Verlagsort (Verlag).

Beispiele

SCHWARZBACH, M. (1968): Neuere Eiszeithypothesen. — Eiszeitalter u. Gegenwart, 19: 250–261, 7 Abb.; Öhringen (Rau).

WOLDSTEDT, P. (1969): Quartär. — In: LOTZE, Fr. [Hrsg.]: Handbuch der Stratigraphischen Geologie, 2, VIII + 263 S., 77 Abb., 16 Tab.; Stuttgart (Enke).

Sonderdrucke: 50 kostenlos, weitere auf Kosten des Verfassers.

DEUQUA-Führer und -Vortragskurzfassungen 1985

Die Deutsche Quartärvereinigung, Hannover, veröffentlichte zur 22. wissenschaftlichen Tagung in Freiburg, September 1985, drei Hefte, die im Januar 1986 in zweiter, verbesserter Auflage erscheinen werden:

Exkursionsführer I: **Südschwarzwald** (C. FLETA-GONZALES, B. METZ, J. MERKT, W. PAUL, P. PESCHKE, G. RAHM, CH. RAMSHORN, A. SCHREINER, J. WENDEBOURG) **Oberschwaben — Bodensee** (J. HAHN, H. MÜLLER-BECK, H. SCHLICHTERLE), **südliches Oberrheingebiet** (F. HÄDRICH), herausgegeben von A. SCHREINER und B. METZ, 88 Seiten, zahlreiche Karten und Abbildungen **DM 15,—**

Exkursionsführer II: **Unterelsaß (Rheinebene N Straßburg)** (W. SCHIRMER, K. STRIEDTER), **Lothringische Vogesen** (G. SERET, Übersetzung H. HEUBERGER), herausgegeben von H. HEUBERGER, 97 Seiten, zahlreiche Karten und Abbildungen **DM 15,—**

Kurzfassungen der Vorträge (Thematischer Schwerpunkt „**Vergletscherte Mittelgebirge und ihre Vorländer**“), herausgegeben von H. HEUBERGER und H. WEINGARTNER, 55 Seiten **DM 10,—**

Bestellungen an:

Deutsche Quartärvereinigung, Postfach 51 01 53,
3000 Hannover 51