

Eiszeit alter und Gegen wart

Jahrbuch der
Deutschen
Quartär
vereinigung

Schriftleitung
HANS DIETRICH
LANG

34. Band

Mit 103 Abbildungen
im Text
und 15 Tabellen

1984



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: 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

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

34. Band

Mit 103 Abbildungen im Text und 15 Tabellen

Schriftleitung
HANS DIETRICH LANG

1984



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

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

INHALT

A. Aufsätze

- JUVIGNE, E. & MÖRNER, N.-A.:*
A Volcanic Ash-Fall at the Early/Mid Weichselian-Würmian
Transition in the Bog of the Grande Pile (Vosges, France) 1— 5
- RAPPOL, M.:*
Till in Southeast Drenthe and the Origin of the Hondsrug Com-
plex, The Netherlands 7— 27
- RADTKE, U. & TILLMANN, W.:*
Schwermineralverteilung und Alter pleistozäner mariner Sedi-
mente in Mittelitalien 29— 41
- ALBRECHT, G., ENGELHARDT, H., MÜLLER-BECK, H.-J.,
UNRATH, G. & IŞIN YALÇINKAYA:*
Vorbericht über die Untersuchungen an der Faustkeilstation
Şehremuz in der südöstlichen Türkei 43— 86
- GREMMEN, W., HANSS, CH. & PUISSEGUR, J.J.:*
Die warmzeitlichen Ablagerungen am Rau de l'Amourette
(Trièves, französische Alpen) 87—103
- BROSCH, H.-U.:*
Zur jungpleistozänen und holozänen Entwicklung des Werratal
zwischen Hannoversch-Münden und Philippsthal (östl. Bad Hers-
feld) 105—129
- KLINGER, R. & VON KOENIGSWALD, W.,*
mit einem Beitrag von
KREUZ, A.: Insektenfraßspuren in letztinterglazialen Hölzern aus den Sanden
und Kiesen der nördlichen Oberrheinebene 131—153
- GEYH, M.A. & SCHREINER, A.:*
¹⁴C-Datierungen an Knochen- und Stoßzahnfragmenten aus
würmzeitlichen Ablagerungen im westlichen Rheingletscherge-
biet (Baden-Württemberg) 155—161
- SIEBERTZ, H.:*
Die Stellung der Stauchwälle von Kleve-Kranenburg im Rahmen
der saalezeitlichen Gletschervorstöße am Niederrhein 163—178

B. Mitteilungen

- ZIMMERMANN, L.:*
Das. 1. Essener Symposium zur Küstenforschung (17.—18. 6.
1983) — ein wichtiger Schritt auf dem Weg zu mehr inter-
disziplinärer Zusammenarbeit 179—183
- CHALINE, J. & JERZ, H.:*
Arbeitsergebnisse der Subkommission für Europäische Quar-
tärstratigraphie: Stratotypen des Würm-Glazials (Bericht der
SEQS 5) 185—206

C. Personalia 207—222

D. Buchbesprechungen 223—224

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	34	1—5 1 Abb.	<i>Hannover 1984</i>
----------------------------------	----	---------------	----------------------

A Volcanic Ash-Fall at the Early/Mid Weichselian-Würmian Transition in the Peat Bog of Grande Pile (Vosges, France)

ETIENNE JUVIGNE & NILS-AXEL MÖRNER*)

Volcanic ash-fall, lacustrine sediments, carotte, Early/Mid Weichselian transition, radiometric dating, pyroxene clino, peat bog.
South Vogesen, Grande Pile, Haut Rhin

Abstract: A continuous core of lacustrine sediments from the well-known Grande Pile locality in northeastern France was analysed. We report here on a new ash bed, the "diopside ash-fall"; its stratigraphic position at the Early/Mid-Weichselian-Würmian transition is quite firm. At present, radiometric dating does not permit more precise dating of this ash bed than between 53,000—62,000 B.P. In total 5 ash beds have been reported from the peat bog of Grande Pile.

[Ein vulkanischer Aschen-Niederschlag an der Wende frühes/mittleres Weichsel — Würm
im Torfmoor von Grand Pile (Vogesen, Frankreich)]

Kurzfassung: An einem zusammenhängenden Bohrkern aus quartären Seesedimenten von Grande Pile (Süd-Vogesen, Frankreich) wurden petrographische Untersuchungen durchgeführt und dabei eine weitere tuffitische Lage entdeckt, die durch Klinopyroxene (wahrscheinlich Diopsid) charakterisiert ist. Diese wird an die Wende der Hauptkaltphase der frühen Weichsel zum mittleren Weichsel gestellt. Nach ¹⁴C-Datierungen liegt das Alter zwischen 53 000 und 62 000 B.P.. Bislang wurden 5 tuffitische Lagen aus der Lokalität Grande Pile nachgewiesen.

1. Introduction

In the last 7 years, several volcanic ash layers have been discovered in the southern part of the Vosges, France.

SERET discovered an ash layer of Alleröd age in the peat bog of Frère Joseph/Vosges and the following heavy mineral suite was described: 33 % basaltic hornblende, 9 % highly pleochroic augite, 9 % euhedral zoned zircon, 5 % sphene and 44 % euhedral apatite. It is suggested that this ash was erupted in the Eifel (in FRENZEL 1978).

JUVIGNE (1976, 1977) described another heavy mineral suite for the ash layer of Frère Joseph: 58 % basaltic hornblende, 29 % clinopyroxene and 10 % sphene (3 % unknown). Volcanic zircon, apatite, and biotite could not be distinguished from local non-volcanic material.

*) Addresses of authors: E. JUVIGNE, Chercheur Qualifié au F.N.R.S., Université de Liège Laboratoire de Géomorphologie et de Géologie du Quaternaire, Place du XX Août, 7- 4000 Liège-Belgique. — N.A. MÖRNER, Ass.-Prof., Geological Institute, Stockholm University, S-10691 Stockholm, Sweden.

JUVIGNE (1978) mentioned the occurrence of a volcanic heavy mineral suite similar to that of Frère Joseph in two other peat bogs: Etang du Boffy and Grande Pile core II (WOILLARD 1975). The ash-falls of Frère Joseph and Etang du Boffy were correlated with the "Laacher See-Tuff 5 final" of Alleröd age but the ash-fall of Grande Pile core II occurred at 520 cm depth within the "Arcy-Kesselt interstadial" after a pollen diagram of WOILLARD (1975).

MÖRNER (1977, 1979, 1981), using X-ray analysis, described 2 other volcanic ash beds (Ash G and N) in a core (labelled B 963) which was taken in Grande Pile right beside core X of WOILLARD (1975):

- Ash G, 1023 cm depth, about 50,000 years B.P.
- Ash N, 18.00–18.10 cm depth, about 130,000 years B.P.

JUVIGNE & BASTIN (1982) discovered another ash layer at 435 cm depth in a core which was also taken very close to locality Grand Pile core X. Based on pollen evidence this ash-fall occurred during the Preboreal. A sample located at 462–465 cm below the surface at the same locality was dated at about 11,500 B.P. (MÖRNER 1981).

The ash layer lies 30 cm above this sample. The source vent was probably the Chaîne des Puys (Massif Central français). Designation "tuf des Vosges méridionales" was given to this ash-fall.

2. Research

Core B 963 of MÖRNER (1979, 1981) was investigated. This core was taken with the Swedish foil piston corer in two continuous segments (455–1194 cm and 1195–1846 cm depth). The 455–1194 cm section was microscopically analyzed by one of us (JUVIGNE). The lower segment of this core was not available because it was kept for additional paleomagnetic analysis.

2.1. Method

The core was previously cut in 3 cm-segments for paleomagnetic studies (MÖRNER 1979). A quarter of each segment (about 5 cm³) was treated as follows:

- Boil with H₂O₂ 50 V.
- Boil with HCl+HNO₃ (about 10 %).
- Wet-sieve through screens 420 mμ and 63 mμ.
- Dry fraction 63–420 mμ in oven.
- Separate in bromoform (d = 2,89) using a centrifuge.
- Mount heavy minerals in Canada balsam.
- Look for volcanic minerals in the slides.

2.2. Results

A few clinopyroxenes (less than 10 grains) are present in most of the samples; these are light green and often show a parallel stria set terminated by acicular features (fig. 1a). Basaltic hornblende is rare. Both volcanic minerals are considered to be reworked from their source with non volcanic deposits.

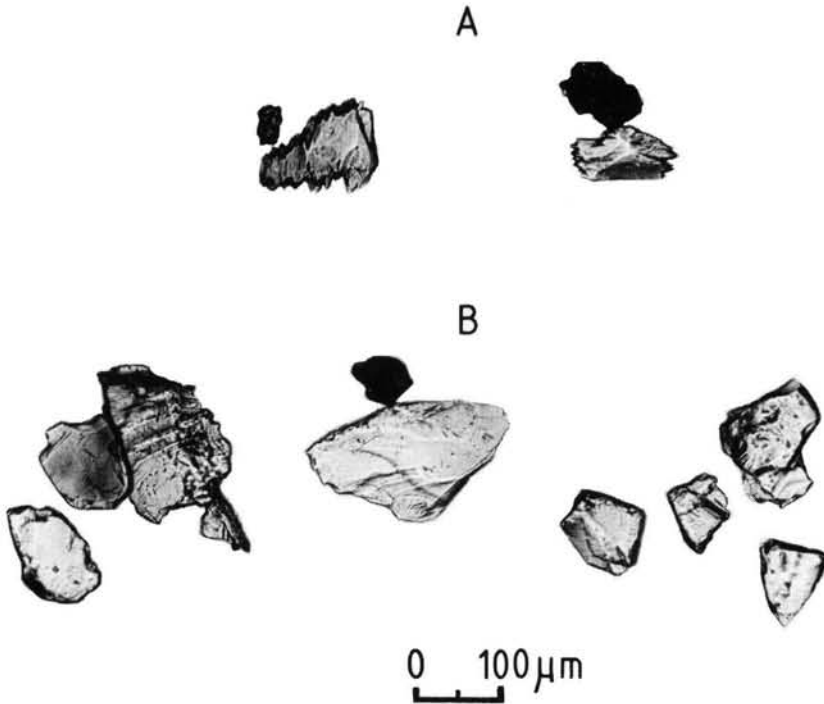


Fig. 1: Clinopyroxenes from grande Pile; (A) typical singular grains found in most of the samples, and (B) grains from the enriched horizon at the 1092–1095 cm depth.

The segment of 1092–1095 cm depth is greatly enriched in volcanic heavy minerals, although no significant change was visible in the core. In addition to 284 clinopyroxenes and 9 basaltic hornblendes, 528 biotites were found in the slide. Most of the biotite are believed to belong to the ash-fall because this abundance corresponds with a high enrichment of this mineral.

The clinopyroxenes are essentially colorless to pale green. Most of them are angular shards with no typical faces or cleavages (fig. 1b); a few of them are saw-edged. The coarsest grain was about 250 μm wide. These clinopyroxenes are suspected to be diopside. Because of previous use of different local terms for stratigraphical purpose (WOILLARD 1975), we propose to call this ash-fall “diopside ash-fall”.

Stratigraphically, this ash lies just above the 5b stadial of MÖRNER (1979, 1981) which represents the maximum coldness of the Early Weichselian-Würmian Glaciation (Glaciation Maximum II of MÖRNER 1979). Hence it marks the transition between the Early and Mid-Weichselian-Würmian.

In absolute age, it seems to fall between 53,000 BP and 62,000 BP (MÖRNER 1979, 1981; WOILLARD & MOOK 1982).

2.3. Search of Laacher See-Tuff in Grande Pile

We remind in the former introduction the occurrence of Laacher See-Tuff in two other peat bogs in the vicinity of Grande Pile (Etang du Boffy and Frère Joseph).

In Grande Pile core II (WOILLARD 1975), JUVIGNE discovered an enrichment in volcanic material with a heavy mineral suite similar to that of the "Laacher See-Tuff 5 final". The designation "tuf de Grande Pile" was given. This enrichment was within the "Arcy-Kesselt interstadial", based on a pollen diagram of WOILLARD (1975).

Five different cores from the area near the Grande Pile core X have been investigated in order to find the "tuf de Grande Pile" and/or the "Laacher See-Tuff". This research met with no success but another ash layer was discovered (JUVIGNE & BASTIN 1982).

Using mineralogical variations demonstrated by JUVIGNE & SHIPLEY (1983) and JUVIGNE (1983) all these ash layers could be correlated with each other but this would be incompatible with the pollen diagrams.

3. Conclusion

In the Grande Pile peat bog five ash-falls have been discovered.

Three of them were recognized by their heavy mineral suites in the fine sand fraction:

- the "tuf des Vosges méridionales" of preboreal age (JUVIGNE & BASTIN 1982).
- the "tuf de Grande Pile" of "Arcy-Kesselt interstadial" age (JUVIGNE 1978).
- the "diopside ash-fall" at the Early/Mid Weichselian-Würmian transition.

Two other volcanic layers have been discovered by X-Ray analysis; no specific volcanic heavy minerals were found in the fine sand fraction.

- Ash G about 50,000 years BP (MÖRNER 1979).
- Ash N about 130,000 years BP (MÖRNER 1979).

Acknowledgment

SUSAN SHIPLEY (University of Washington, Quaternary Research Center) is gratefully acknowledged for correcting our manuscript.

References

- FRENZEL, B. (1978): Führer zur Exkursionstagung des IGCP-Projektes 73/1/24: "Quaternary Glaciations in the Northern hemisphere", 5. bis 13. September 1976, Südvogesen, nördliches Alpenvorland und Tirol. — Vervielfältigung: Deutsche Forschungsgemeinschaft, Bonn-Bad Godesberg.
- JUVIGNE, E. (1976): Contribution à la connaissance de la stratigraphie du Quaternaire par l'étude des minéraux denses transparents de l'Eifel au Massif Central français et plus particulièrement en Belgique. — Thèse de doctorat en Sc. Géogr., inédit, Université de Liège, 235 p. — Liège.
- (1977): La zone de dispersion des poussières émises par une des dernières éruptions du volcan du Laacher See.

JUVIGNE, E. Z. Geomorphol., 21: 323—342; Berlin, Stuttgart.

- (1982): Découverte de minéraux volcaniques dans des tourbières des Vosges (France) — Bull. Soc. Geog. Liège, 14: 205—210; Liège.
 - (1983): Les variations minéralogiques dans les retombées de 1982 du volcan El Chichón (Chiapas, Mexique) et leur intérêt pour la téphrostratigraphie. — Ann. Soc. Géol. Belg., 106, Liège. — [Sous presse].
 - & BASTIN, B. (1982): Découverte d'un tuf volcanique d'âge préboréal à la Grande Pile (Vosges, France). — Bull. Soc. Géogr. Liège, 18: 31—40; Liège.
 - & SHIPLEY, S. (1983): Distribution of minerals in the downwind tephra lobe of the May 18, 1980 eruption of the Mount Saint Helens (Washington, USA). — Eiszeitalter u. Gegenwart, 33: 1—7; Hannover.
- MÖRNER, N.-A. (1977): Paleoclimatic correlations and chronology. — Proc., IX Congr. IUSPP (Nice 1976), H. de Lumley (Ed.), last resting volume.
- (1979): The Grande Pile paleomagnetic/paleoclimatic record and the European glacial history of the last 130,000 years. — Inter. Proj. Paleolimn. Late Cenozoic Clim., 2, 19—24.
 - (1981): Weichselian chronostratigraphy and correlations. — Boreas, 10: 463—470; Uppsala.
- WOILLARD, G. (1975): Recherches palynologiques sur le Pléistocène dans l'est de la Belgique et dans les Vosges lorraines. — Acta Geographica Lovaniensia, 14: 118p.; Louvain.
- & MOOK, W. (1982): Carbon-14 dates at Grande Pile: correlation of land and sea chronologies. — Science, 215: 159—161; London.

Manuscript accepted on 1.8.83.

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	34	7—27 12 fig.	<i>Hannover 1984</i>
----------------------------------	----	-----------------	----------------------

Till in Southeast Drente and the Origin of the Hondsrug Complex, The Netherlands

MARTIN RAPPOL

Classification, till, chertification, flint poor, flint rich, outcrop, borehole section, Saalian, size distribution, heavy mineral.
Netherlands Southeast Drenthe

Abstract: Saalian till of the Hondsrug was studied in several exposures in SE Drente. The results from the analyses of several parameters for till composition allow the distinction of two till types: an upper flint-poor, and a lower flint-rich till. Especially the latter often shows evidence for the assimilation of considerable amounts of local preglacial sediments. The compositional variability in vertical sections seems related to the distribution of source materials in the up-glacier areas, but processes of synsedimentary deformation may have caused the formation of a more complex vertical petrographic variation. No evidence for multiple glaciation has been found.

The Hondsrug complex forms a system of NNW-SSE striking elongated ridges on the eastern side of the Drente till plateau. It differs from the surrounding till areas not only by the deviating orientation of the ridges, but also by the East-Baltic indicator-pebble assemblage of the till. Till composition, clast fabric and subglacial deformation structures point to a glacial origin of the Hondsrug complex, which represents a younger ice movement within Stadial III of the Saale glaciation.

[Geschiebelehm in Südost-Drente und die Entstehungsweise des Hondsrug-Komplexes (Niederlande)]

Kurzfassung: Die Grundmoräne der Saale Vereisung ist in mehrere Aufschlüsse im südlichen Hondsrug untersucht worden. Die Analyse der verschiedenen Parameter der Geschiebelehmzusammensetzung ermöglichte die Unterscheidung zweier Geschiebelehmtypen: eines oberen feuersteinarmen und eines unteren feuersteinreichen Typs. Im unteren Geschiebelehm gibt es viele Hinweise für eine erhebliche Aufarbeitung von lokalem präglazialen Material. Die vertikale Differenzierung der Zusammensetzung des Geschiebelehmprofils zeigt Anklänge an die Verteilung des Ausgangsmaterials in den eisstromaufwärts gelegenen Arealen. Synsedimentäre Deformationsvorgänge dennoch sind teilweise verantwortlich für mehr komplexen vertikale petrographische Variationen. Es gibt keine Hinweise für eine mehrfache Vereisung.

Der Hondsrug-Komplex ist aus mehrere NNW-SSO-orientierten Rücken im östlichen Teil des Drente Plateaus zusammengesetzt. Er weicht von den angrenzende Grundmoränegebieten nicht allein durch die Orientierung der Rücken ab, sondern auch durch eine ganz andere Zusammensetzung des Grobmateriels des Geschiebelehms. Die Geschiebelehmzusammensetzung, die Orientierung der Geschiebelängsachsen und Lagerungsstörungen stehen im Einklang mit einer glazigenen Entstehungsweise. Der Hondsrug-Komplex repräsentiert eine jüngere Bewegung des Inlandeises innerhalb des Stadial III der Saale-Glazials.

1. Introduction

The Hondsrug complex (TER WEE 1979) comprises a series of parallel ridges and associated depressions along the eastern flank of the Drente till plateau. The ridges strike approximately NNW-SSE and are remarkably rectilinear in their course. In the southern part of the Hondsrug complex three separate ridges are present: the Hondsrug itself consists here of two ridges, i.e. the ridge of Klazienaveen-Emmerschans and that of Erica-Emmen, while

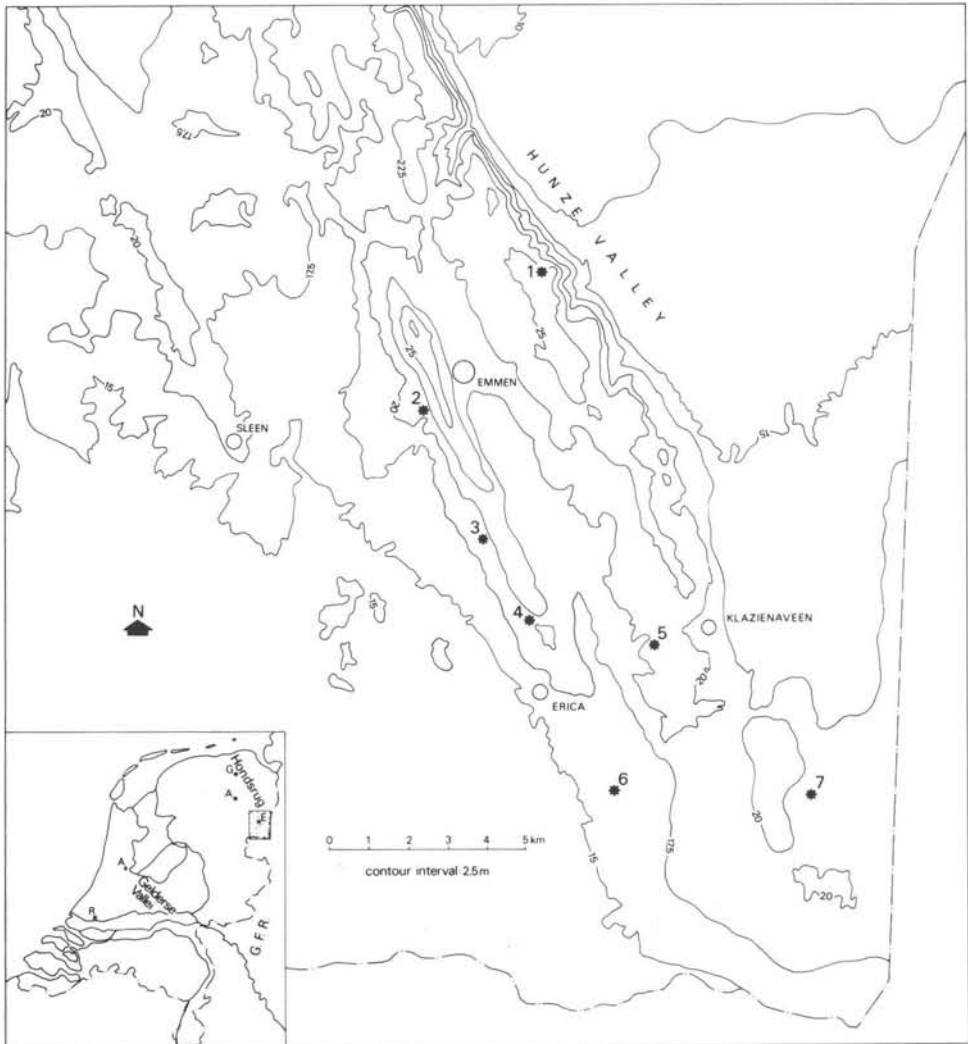


Fig. 1: Contour map of the investigated area (contour interval: 2.5 m) with the location of the investigated exposures. 1. pit 'Gebr. de Boer', Emmerschans, 2. construction site of Jehovah's Witness building, Noordbarge, 3. construction site, Zuidbarge, 4. tunnel construction site, Erica, 5. canal face, Klazienaveen, 6. sand-dredging pit, Weiteveen-Noordersloot, 7. canal face in peat area of Weiteveen (Weiteveen-canal). Base maps: Topographic Map of The Netherlands 1:25.000.

west of these the ridge of Sleen is present (Fig. 1). More to the north, in the area of the city of Groningen, five to seven ridges run parallel to each other (VAN VEEN 1925), which can be traced some distance below the Holocene cover of marine sediments in northern Groningen (ROELEVELD 1970/71).

In the east the Hondsrug complex is bordered by the present Hunze valley. The position of this valley seems related to a Saalian meltwater channel, which is filled up with glaciofluvial and younger deposits (TER WEE 1979, 1983).

In general the ridges of the Hondsrug complex have a rather low relief which is hardly perceptible in the field. Only the eastern flank of the Hondsrug is locally a conspicuous morphological feature. In the surroundings of Emmen the Hondsrug attains its greatest height: here, the ridges of Erica-Emmen and Klazienaveen-Emmerschans both are over 25 m + NAP (dutch datum level). This coincides with the presence of glaciotectionic deformations in the sub-soil (TER WEE 1979: profiles B-B' and D-D').

The orientation of the morphological lineation of the Hondsrug complex deviates from that of the surrounding Pleistocene areas of Ost-Friesland, Oldenburg and eastern Groningen in the east, and that part of the Drente till plateau located west of the Hondsrug complex. In these areas a NW-SE oriented ridge and drainage pattern is present (Fig. 2). This NW-SE trending lineation is generally assumed to reflect the direction of the major or last Saalian ice movement in these areas (e.g. EDELMAN & MAARLEVELD (1958: 650, EHLERS & STEPHAN 1983).

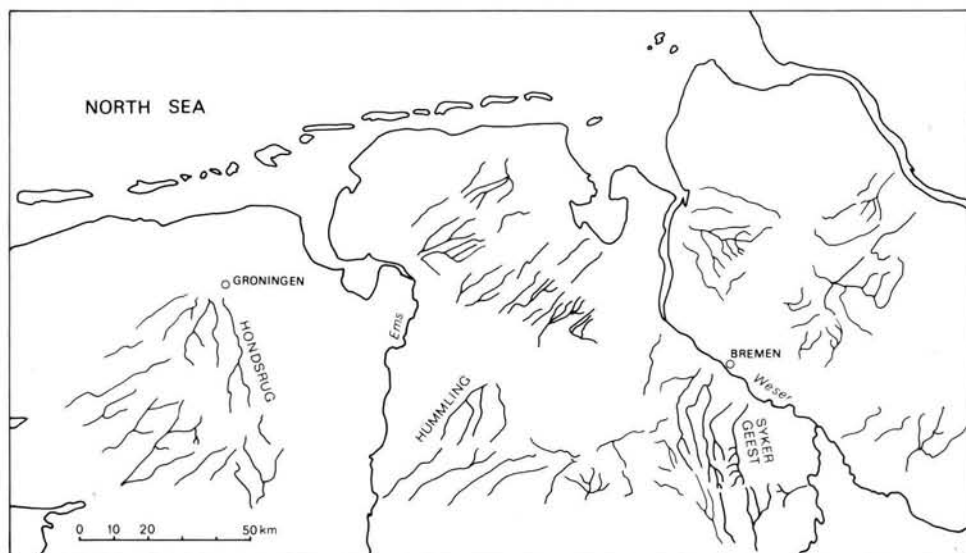


Fig. 2: Drainage pattern in the till areas of northern West Germany and The Netherlands, partly as a reflection of the last active Saalian ice movements. Note different orientations in the Syker Geest and Hondsrug areas. See also EDELMAN & MAARLEVELD (1958, Fig. 7). Mainly after: Hydrologischer Atlas der Bundesrepublik Deutschland, Deutsche Forschungs Gemeinschaft, Bonn-Bad Godesberg.

The strikingly different orientation of the Hondsrug complex has attracted much interest, and during the long history of geologic research many different opinions about its

origin have been expressed. Since the acceptance of the glacial theory, the Hondsrug has been considered an endmoraine (VAN CALKER 1985, MARTIN 1994), a linear feature of subglacial origin (DUBOIS 1902), an ice-pushed ridge, a kame (FABER 1942, BOISSEVAIN 1950) and a glacially-disturbed zone (MAARLEVELD 1956). Moreover, a tectonic origin has been popular more recently (e.g. DE GANS 1981) along with the glacial origin (ROELEVELD 1970/71; RAPPOL 1983). The lasting confusion is well illustrated by the description as given in the legend of the Geomorphological Map of The Netherlands scale 1:50.000: "ridge possibly formed by tectonic movements and probably influenced glacially" (MAARLEVELD, TEN CATE & DE LANGE 1977).

In the present paper the term 'till' denotes a sediment formed by direct glacial deposition without subsequent reworking by meltwater or mass movement processes. It is especially a typical product of subglacial deposition, and is characterised by a more or less homogeneous mixture of material with particle sizes from clay to boulders. For practical reasons, the presence of non-local components is required (DREIMANIS 1976: 19).

The glacial diamictos studied in SE Drenthe are identified as subglacial till an account of the nature of deformation structures related to the formation of these diamictos (RAPPOL 1983). Characteristics of the clast fabric and compositional variability in the diamictos are in accordance with such an interpretation (see below).

At seven sites characteristics of the till profile were studied (Fig. 1). The exposures at Emmerschans and Erica were described elsewhere in sufficient detail (RAPPOL 1983, RAPPOL & STOLTENBERG 1984), and these will be mentioned here only briefly. Characteristics of the till profiles bear some important consequences for the problem of the origin of the Hondsrug complex.

2. Methods

Samples were preferably obtained from exposures where structural features could be studied in detail. At some sites however, samples were taken at depth with a normal soil auger.

Grain-size distributions were determined by dry sieving for the sand and gravel fractions (up to 16 mm/ -4ϕ), and by pipette method for the clay and silt fractions. Moment measures (FRIEDMAN 1967) were calculated for the matrix fraction (< 2 mm/ -1ϕ) with grain-size fractions at 1ϕ intervals and a clay fraction defined as $9-14\phi$.

Fine-gravel petrography was determined for the fractions 3–5 and 2–3 mm. Where possible, 200 to 300 particles were determined, but due to limited sample sizes of 2–3 kg, many samples in the fraction 3–5 mm contain less (yet, in most cases more than 150 grains). Flint-coefficients were calculated as a measure for the relative frequencies of flint and igneous + metamorphic rock fragments. F/C_{3-5} refers to the flint-coefficient for the fraction 3–5 mm. In the following, flint-poor till is defined as a till increment with $F/C_{3-5} \leq 0.03$, in flint-rich till this value is higher than 0.03.

The heavy-mineral composition and weight percentage was determined for the fraction 0.250–0.125 mm (2–3 ϕ). Percentage given are based on the determination of 300 transparent grains by counting in ribbons. Details of procedures and the variations of heavy-mineral composition in Saalian till of The Netherlands will be discussed elsewhere (RAPPOL & STOLTENBERG, in prep.).

Elongated-clast fabric was determined by measuring orientation and dip of 40 elongated clasts (a/b axis ratio 1.4 or higher) in till not affected by post-depositional cryoturbation.

3. Compositional characteristics of the till profile

3.1. General aspects and previous results

Saalian till in SE Drente generally overlies fine-sandy, occasionally loamy sediments of the Elsterian Peelo Formation (TER WEE 1979). Only in the area around Emmerschans older deposits are found near the surface as a result of glaciotectionic deformation (LIGTERINK 1954; RUEGG & ZANDSTRA 1977). This deformation phase pre-dates the deposition of the till; there is no relict relief related to the formation of ice-pushed ridges in front of an advancing ice margin. The sub-till sediment is moreover commonly strongly deformed by subglacial shear in a zone of one to several metres below the till base (RAPPOL 1983).

Within the Hondsrug complex till is found especially in the ridges. From the associated depressions the till has often been eroded, leaving only a residual stone pavement (TER WEE 1979). According to ROELEVELD (1970/71: 11, see also his figures 6 and 7) there are indications that the ridges and valleys of the Hondsrug complex follow undulations of the till surface. While the lower till boundary is comparatively flat and horizontal, its upper surface shows a considerable relief. Observations by the present author at the exposures of Erica and Klazienaveen are in accordance with Roeleveld's suggestion.

Till sections in SE Drente bear evidence of one continuous ice cover only, which should be placed in the third stadial of the Saale glaciation according to the investigations of ZAGWIJN (1973). These pollenanalytic investigations indicate that the advancing ice met an open landscape or polar desert with permafrost. Also the absence of meltwater deposits below the till in the northern Netherlands suggests very cold conditions (TER WEE 1983: 406).

Results of indicator-pebble counts from the investigated area have been reported by DE WAARD (1949), LÜTTIG (1958), LÜTTIG & MAARLEVELD (1961), ZANDSTRA (1976) and SCHUDEBEURS (1982). Countings following the method of Hessemann indicate a prevalence of pebbles and boulders of East-Baltic provenance throughout the Hondsrug complex (SCHUDEBEURS 1980/81, SCHUDEBEURS & ZANDSTRA 1983: Fig. 354). Most of these counts are based on material sampled at the till surface where the coarse material is frequently found concentrated as a result of post-depositional reworking of the superficial till material. However, samples from the lower part of the till profiles at Emmerschans and Erica also show the prevalence of East-Baltic indicators (ZANDSTRA 1976, SCHUDEBEURS 1982).

However, we should note that counts following LÜTTIG's (1958) TGZ-method did not in all cases yield comparative results. Four out of thirteen counts reported from the southern Hondsrug area have a TGZ-value which is shifted considerably in a western direction (LÜTTIG & MAARLEVELD 1961: 170 and figure 5). Also according to JONKER (1905) and LIGTERINK (1954: 119), West- or South-Baltic material may locally dominate in the lower part of the till profile.

The till profile at Emmerschans was first described by ZANDSTRA (1976), who could distinguish between two till types found directly on top of each other: a flint-poor upper till (Emmen-type) and a flint-rich lower till (Assen-type). Besides the striking difference in fine-gravel petrography, the till types were found to differ in grain-size distribution and heavy-mineral composition. In ZANDSTRA (1983: Fig. 364) a similar two-till occurrence is reported

from Noordhorn (Groningen) in the extreme northern part of the Hondsrug complex. Also from the exposure at Erica both till types have been described (RAPPOL 1983).

The entire till mass in SE Drenthe is commonly decalcified. Only at Erica a small spot of calcareous till was found at the base of the lower till. The upper 1–1.5 m of the till is cryoturbated and mixed with coversand or gravelly sand, which overlies the till. Near the base of the coversand a gravel pavement or bed may be present, that was formed after the cryoturbation event. In the southeastern part of the investigated area, the coversand deposit is overlain by peat, which has partly been removed by human activities.

3.2. Results

Characteristics of the studied till sections are shown in Fig. 3, which also indicates the position of the analysed samples. Results of the sample analyses are schematically given in Fig. 4.

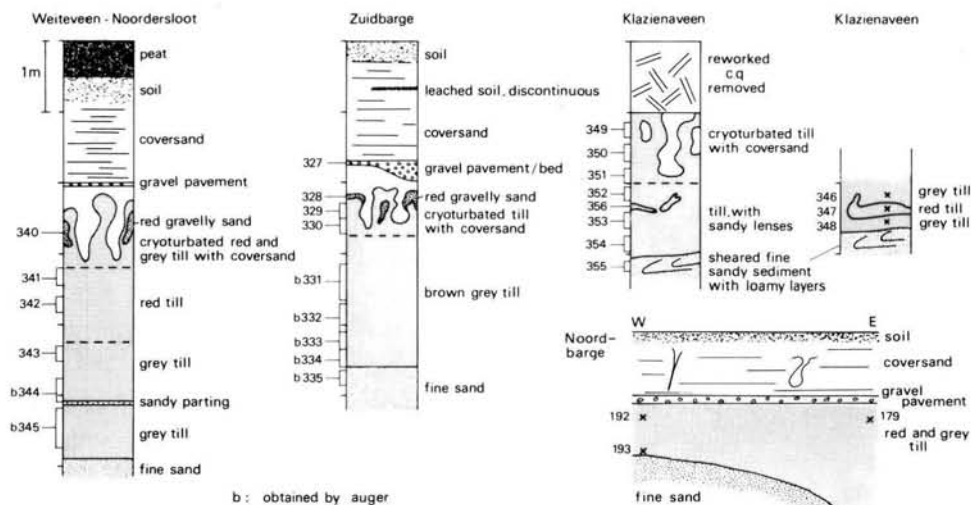


Fig. 3: Characteristics of the investigated till profiles and position of samples.

At five of the seven investigated profiles both flint-poor and flint-rich till types were identified. At Noordbarge and Weiteveen-canal only flint-rich till was found, but the latter exposure was of a poor quality and only studied superficially. Similar to the situation in the exposures of Emmerschans and Erica, flint-poor till was found in the upper part of the till profile at Zuidbarge and Weiteveen-Noordersloot. At Klazienaveen however, a lense of red flint-poor till was found near the base of the grey flint-rich till (Fig. 5, see also Fig. 3 and 4). Such a striking difference in colour is not general, however. It should be noted that at Weiteveen-Noordersloot the colour change does not coincide with the petrographical boundary, (compare Figs. 3 and 4), while at Zuidbarge no colour difference was observed in the field. In general therefore, till type can only be identified after sample analysis. At Weiteveen-Noordersloot the colour change occurs about the mean groundwater level (see also TER WEE 1983: 409).

Although the definition of flint-poor and flint-rich till is artificial and arbitrary, there is ample evidence that it concerns two different populations. Flint-coefficient values

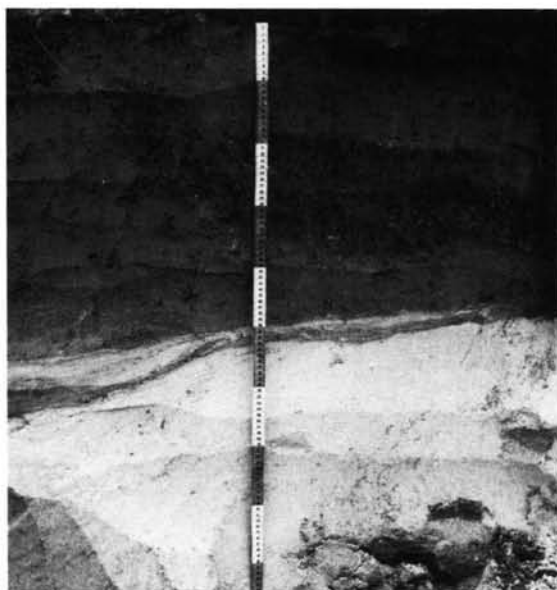


Fig. 5: Lense of red flint-poor till (darker zone, between 18 and 34 cm on ruler) in the basal part of the grey flint-rich till at Klazienaveen (see also Figs. 3 and 4). Below: sheared sediments of the Elsterian Peelo Formation.

between 0.02 and 0.08 are comparatively rare in the fraction 3–5 mm (Fig. 6), and also the values for the fraction 2–3 mm show a clear gap. F/C_{3-5} modal values are 0.00–0.01 and 0.16–0.17, with a mean of 0.16 for the flint-rich till (40 samples). The mean value for the flint-rich till in the fraction 2–3 mm is 0.09 (25 samples).

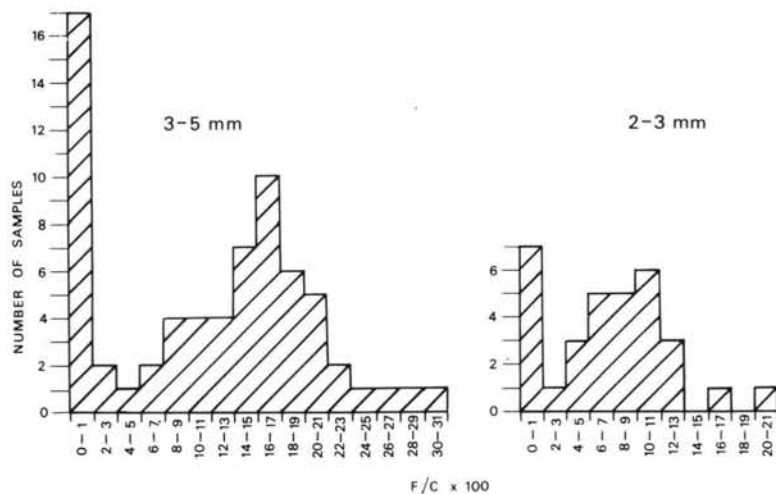
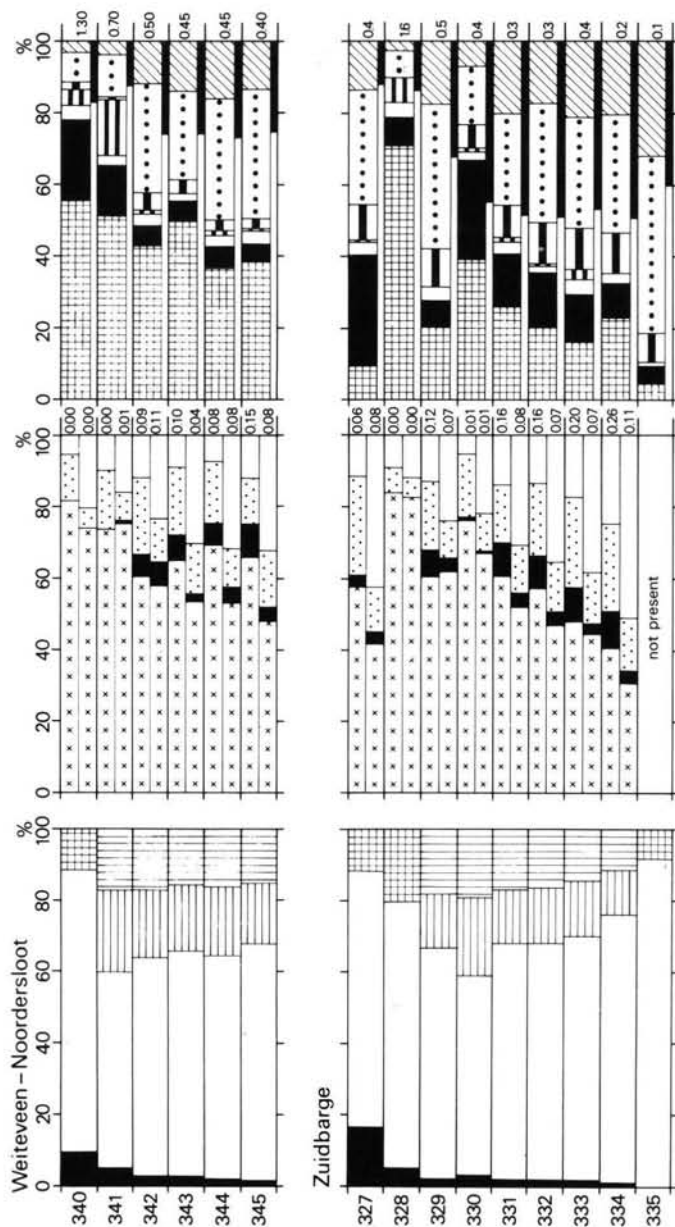


Fig. 6: Distribution of the flint-coefficient values in the fractions 3–5 mm and 2–3 mm in SE Drenthe. In the fraction 3–5 mm the results of ZANDSTRA (1976) have been included.



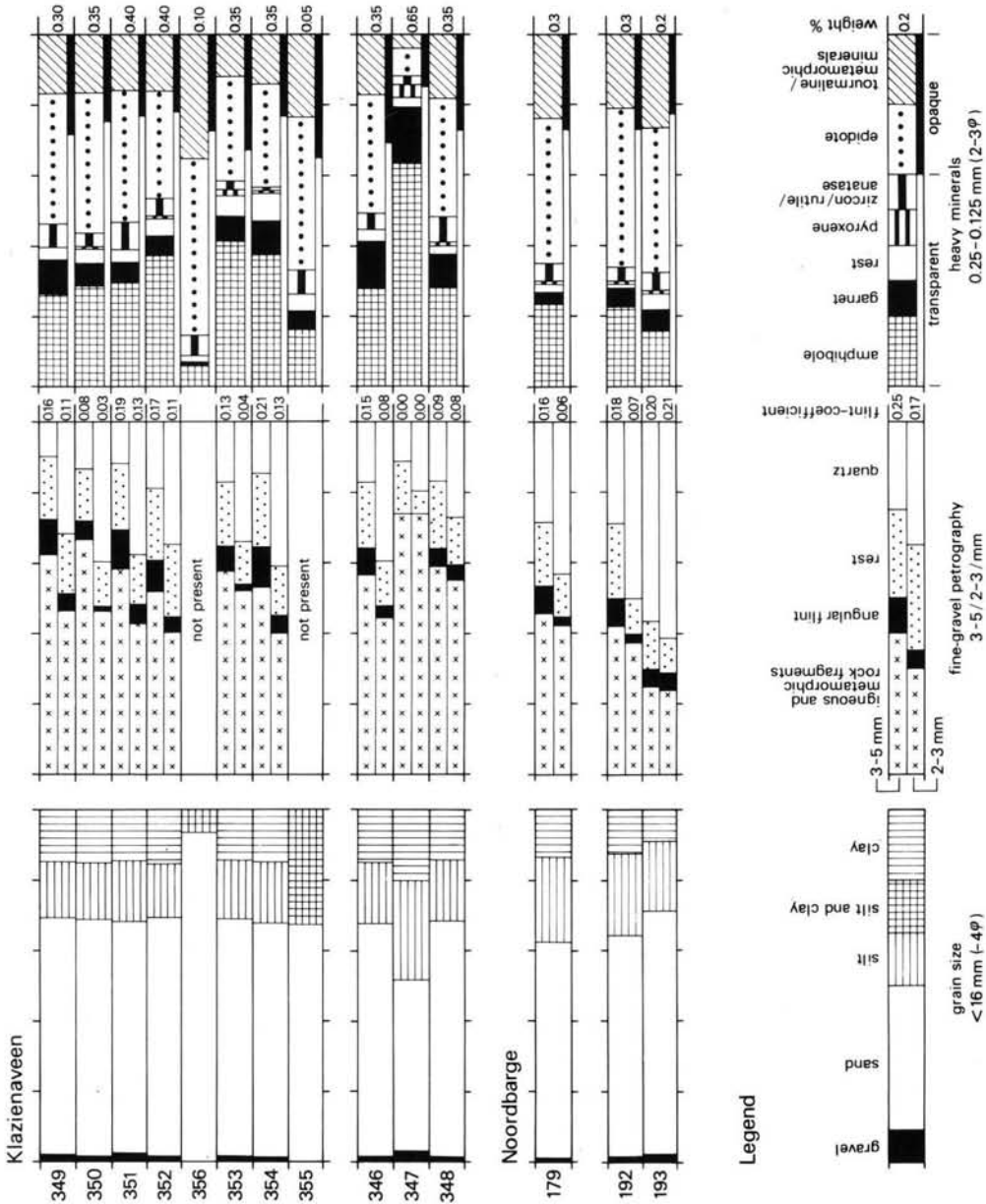


Fig. 4: Compositional characteristics of the analysed samples. For position and sediment type, see Fig. 3. For non-till samples the fraction smaller than 0.063 (4φ, is silt plus clay fraction) was not analysed for grain-size distribution.

Mention must be made of the presence of pockets of gravelly sand or sandy gravel in the cryoturbated zone at Zuidbarge and Weiteveen-Noordersloot (Fig. 3, 4: samples 328 and 340), which in fine-gravel and heavy-mineral composition are akin to the flint-poor till. These gravelly pockets were also observed at Klazienaveen, but here flint-poor till was only sampled near the base of the profile, as mentioned before. Sedimentation of this material pre-dates the cryoturbation event. The contortion due to cryoturbation is prohibiting detailed interpretation, but on account of the close relation with the flint-poor till, a sedimentation during final ice retreat is assumed, through deposition of englacial debris by minor meltwater activity, or by reworking of the flint-poor till surface. From Erica, flint-poor glaciofluvial deposits have been described (RAPPOL 1983: 117–122), which occur in a dislocated position due to subglacial shearing. At Erica these sorted sediments are of a considerable volume, while those mentioned above are small pockets of several decimetres in diameter only. The gravel beds and pavements that post-date the cryoturbation event generally contain reworked flint-rich till material as well. The flint-coefficient however decreases with increasing size (sample 327 in Fig. 3, 4; for the fractions 5–8 mm and >8 mm the F/C values are 0.04 and 0.03 respectively), indicating the stronger influence of the flint-poor till in the coarser fractions. Moreover, heavy-mineral composition and grain aspect of the sand fraction indicate that the matrix of the latter consists mainly of reworked coversand (pers. comm. Mr. H. Stoltenberg). On similar grounds, samples 329 and 330 at Zuidbarge probably contain a minor admixture of coversand material due to the cryoturbation process.

Besides the absence or near-absence of flint, the flint-poor till is characterised by a high percentage of crystalline rock fragments and few quartz grains. The heavy-mineral composition is characterised by a low percentage opaque minerals; the transparent component is dominated by amphibole (mainly green hornblende), while scores for epidote and tourmaline/metamorphic minerals are comparatively low. The characteristics of the fine-gravel and heavy-mineral composition suggest a relatively pure erratic debris, derived mainly from igneous and metamorphic rocks.

The main part of the till body in SE Drente consists of flint-rich till. This till is generally massive. Only at Emmerschans a colour-banding and compositional layering was observed, comparable to that known from a till near Lunteren, Gelderse Vallei (RAPPOL 1983: Fig. 87). However, lenses of sorted preglacial material within the till are not uncommon (Fig. 7; see also ZANDSTRA 1976, Fig. 4, RAPPOL 1983, Figs. 56 and 87).

The flint-rich till contains in the heavy-mineral concentrate an amphibole-epidote assemblage, and differs further from the flint-poor till by a distinct amount of tourmaline/metamorphic minerals. The opaque fraction tends to be higher and the total heavy-mineral weight percentage lower than in the flint-poor till.

Apart from the presence of sorted lenses, the till profile shown in Fig. 7 has a fairly uniform composition for all compositional measures (Fig. 4). In other profiles however, such a uniform vertical composition is not present. At Zuidbarge, Noordbarge, and to a lesser extent at Weiteveen-Noordersloot, the sand fraction and the quartz content of the fine-gravel fractions increase towards the base of the till. A feature that was also noted at Erica (RAPPOL 1983). Near the till base compositional characteristics of the till tend to be skewed towards those of the sub-till sediment. An increase of local components near the till base is generally assumed to be indicative for subglacial formation (e.g. ROSE 1974, DREIMANIS 1976).

At Erica it was observed that the flint-coefficient value became higher near the till base, while in SE Drente in general, a high correlation was found between the flint-coefficient



Fig. 7: The till profile at Klazienaveen from which samples 349–356 derive (see Fig. 4). In the upper part: cryoturbated till with pockets of coversand. At about 1/3 from below: intra-till sand lenses derived from the sub-till Peelo sediments. Till fabric no. 23 (Fig. 10) was measured at this site, below the intra-till sorted lenses.

and quartz content of the fine gravel fraction (RAPPOL 1983, Fig. 104). The profile at Zuidbarge exemplifies here this type of till profile.

Finally, we may compare the grain-size distributions of both till types from Fig. 8. Both tills are characterised by a prominent mode in the fraction 0.25–0.125 mm ($2-3\phi$), which is in fact a general characteristic of Saalian till in the Netherlands. This modal fraction seems therefore in the first place inherited from the grain-size distribution of the erratic debris. In the flint-rich till, the mode is reinforced by addition of local material, which in SE Drenthe consists mainly of well-sorted fine to very fine sands of the Elsterian Peelo Formation (RAPPOL 1983, Fig. 98). This also explains the high standard deviation in the fine sand fractions for the flint-rich till. The flint-poor till shows a comparatively high standard deviation throughout, because samples from Erica deviate considerably by a higher clay and lower gravel and coarse sand fraction.

The contact till/sub-till sediment is generally sharply defined, although gradual transitions have been observed. At Klazienaveen the sub-till sediments were exposed over a length of some tens of metres. These sediments consisted of fine sand and occasional loamy layers, the original sedimentary structures of which were strongly contorted by deformational processes. Throughout the exposed length, the preglacial sediments at the base of the till showed recumbent fold structures (Fig. 9), in a style similar to that described from Emmereschans and Erica (RAPPOL 1983), and interpreted to be characteristic for subglacial shear deformation.

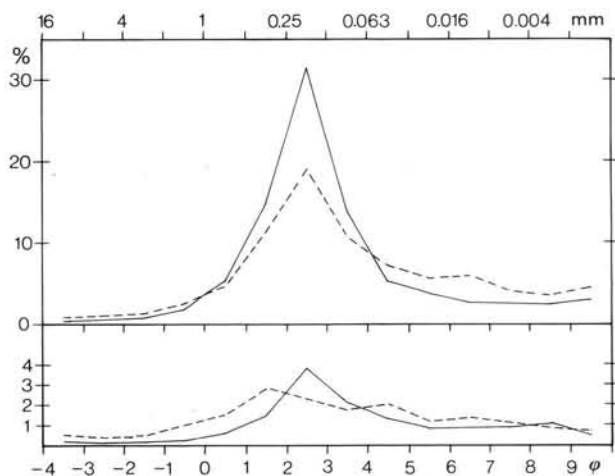


Fig. 8: Mean grain-size distribution (A) and its standard deviation (B) for flint-poor till (broken lines, 11 samples) and flint-rich till (continuous lines, 39 samples) in SE Drente.

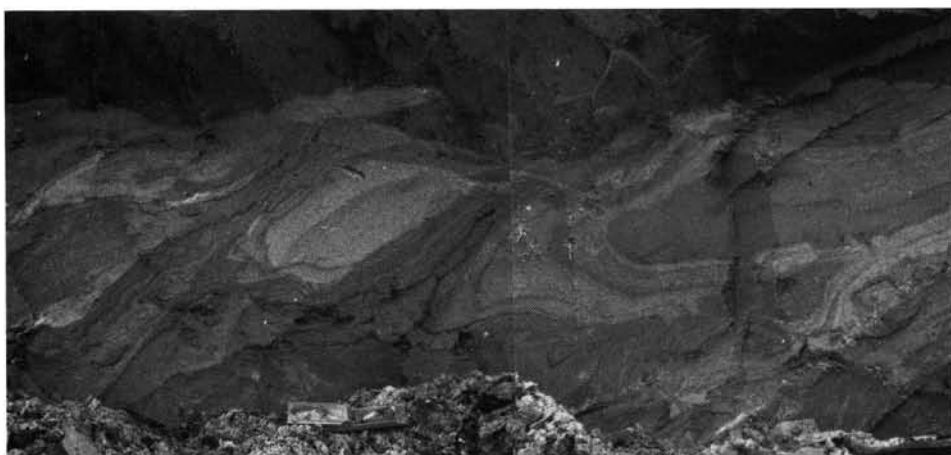


Fig. 9: Recumbent folds in sediments of loamy and sandy texture of the Peelo Formation, formed as a result of subglacial shear deformation at Klazienaveen. Compass for scale. Note interfingering of till and sand in the centre of the photograph (shear-wedging).

4. Directional features related to ice movement

Earlier studies in clast fabric of till in The Netherlands (DE WAARD 1949, BOESCHOTEN & VEENSTRA 1967) suggested that no relation between direction of ice movement and clast orientation is present. Recent investigations however indicate that the method may yield positive results in many cases, provided that the sample is taken below the cryoturbated zone (RAPPOL 1983). The results from SE Drente are given in Fig. 10. The fabric diagrams suggest a direction of ice movement from between NNE and NNW. Fig. 10 includes some

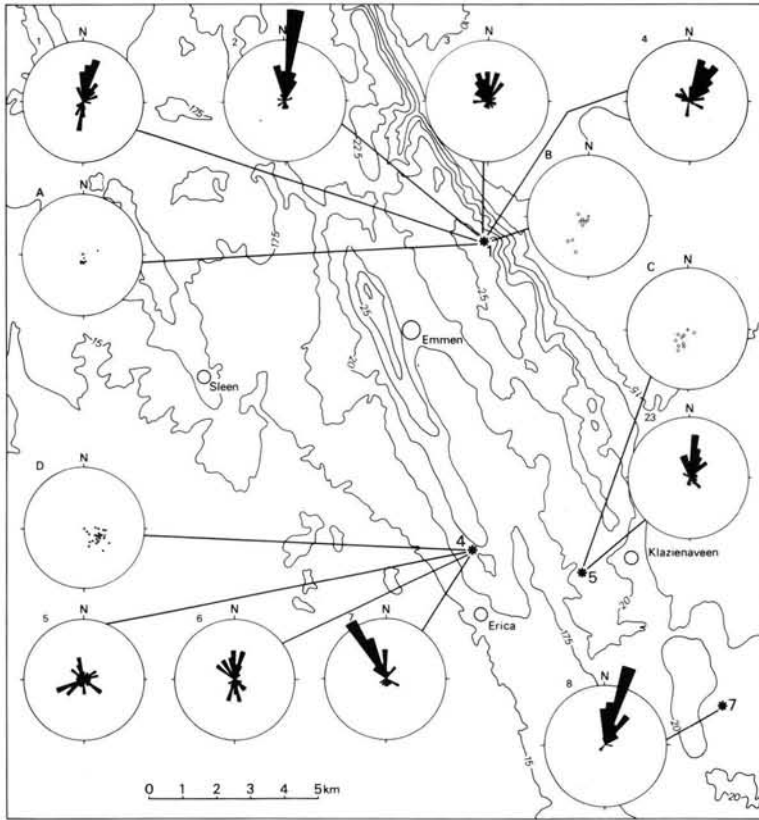


Fig. 10: Elongated clast fabric diagrams with the sense of dip recorded, and stereograms for poles to structural planes in subglacially deformed strata. All clast-fabric samples are from flint-rich till, except nos. 1 and 2 which are from the flint-poor upper till at Emmerschans. Pole to plane stereograms for: A. intra-till sand lenses, B and C, deformed Peelo sediments, and D. for the deformed complex of till and glaciofluvial sediments at Erica.

stereograms of structural planes of sedimentary layers in or directly below the till, which have been affected by subglacial shear deformation. Sub-till deformation structures at Emmerschans and Klazienaveen (diagrams B and C) suggest ice movement towards SW to SSW. Imbricated intra-till sand lenses at Emmerschans (diagram A) suggest ice movement towards S, while deformation in the upper part of the till profile at Erica (diagram D) suggests ice movement towards SE. The general impression is that local ice movement fluctuated around a N-S direction. Given the morphological development of the ridges, it is suggested that the last active ice movement can be taken as roughly parallel to the morphological lineation of the Hondsrug complex. In this respect it should be mentioned that most fabric analyses were sampled near the till base and thus may not record the last ice movement. In this context the find of SCHUDEBEURS (1982: 95–96) is very interesting. At a distance of 1 km from each other, SCHUDEBEURS found two matching parts of a gabbroid boulder. The line of transport was N15W to S15E, i.e. parallel to the strike of the Hondsrug complex.

The present results are not in accordance with the model proposed by LIGTERINK (1954). According to Ligterink, an ice movement towards SSW, being related to the glacioteconic

thrusting in the subsoil at Emmerschans, was followed by an ice movement towards W to WSW (LIGTERINK 1954: Figs. 2 and 3). The latter direction he deduced from a qualitative assessment of clast orientation in a field near Emmen and from a find of two matching boulders at some distance from each other. Concerning these findings, it can only be said that the present investigations did not yield comparative results; no indications were found for an ice movement in a western direction during any phase in the building up of the till bed.

5. Discussion and conclusions

Indicator-pebble counts following the method of HESEMANN indicate the prevalence of East-Baltic crystalline material throughout the till profile, and thereby do not distinguish between the two till types of the Hondsrug complex (ZANDSTRA 1976, SCHUDEBEURS 1982). Other components however demonstrate that the erratic sources in Fennoscandia must have been partly different for both tills. ZANDSTRA (1976) determined that the lower till at Emmerschans contains 33.7% flint in the fraction 1–20 cm, against 1.1% in the upper till. These results correspond with the differences found in the value of the flint-coefficient for the fractions 3–5 mm and 2–3 mm. While flint can be considered a typical South-Baltic component, mainly derived from the Cretaceous strata of South Sweden, Denmark and adjoining regions of the Baltic Sea, it follows that the Hesemann figures of crystalline, indicator-pebble assemblages cannot be translated directly into dominant source area. The more so, because till dominated by East-Baltic indicator pebbles contains a higher percentage of coarse material and moreover a higher percentage of indicator-pebbles in this coarse fraction (according to data given in BOEKSCHOTEN & VEENSTRA 1967, and SCHUDEBEURS 1980/81). In this respect the different results obtained by LÜTTIG & MAARLEVELD (1961) are significant (see section 3.1).

Be this as it may, still it is clear that the till of the Hondsrug complex differs in many aspects from that of the surrounding till areas.

An explanation of the observed compositional variability in vertical sections has been explained in different ways (e.g. DE WAARD 1949, VEENSTRA 1963, ZANDSTRA 1976, RAPPOL 1983). First it should be noted that the presence of a flint-poor till on top of a flint-rich till is not peculiar to the Hondsrug complex. Similar two-till sections are known from the central Netherlands, where till contains a Central-Baltic indicator-pebble assemblage (ZANDSTRA 1983), and from the southern border zone of the Drente till plateau, where a flint-poor East-Baltic till is found on top or in the upper part of flint-rich West-Baltic till (DE WAARD 1949). Also from northern Germany similar petrographic sequences have been described (e.g. EHLERS 1983). The association of the phenomenon with tills of a very different indicator-pebble composition, and the presence of only one till bed throughout The Netherlands suggest that an explanation postulating different directions of ice movement and/or temporary deglaciation is unnecessarily complicated. Indications for these assumptions have never been found. On the contrary, till profile characteristics suggest continuous ice cover during formation of both tills, and more or less constant directions of ice flow. Following these considerations, a mechanism has been proposed that envisages the presence of a petrographic stratification within the ice, and which relates to the distribution of rock types in the up-glacier area (RAPPOL 1983). Among the typical Fennoscandian components, flint is derived from the area located closest to the depositional area, and therefore is expected to be abundant especially in the lower part of the debris-rich basal ice zone. Such a petrographic stratification could be maintained during the transportational and depositional phase, and result in a petrographic stratification as found in the Hondsrug till. The flint-poor till thus represents material transported on a relatively high level within the glacier,

where it could not be mixed with material eroded in the southern Baltic. The mechanism for upward dispersion of debris in basal ice layers is sought in the style of deformation at the base of ice sheets and glaciers in general, where recumbent folding and shearing allow for vertical transport of debris. Observations in modern glaciers provide ample evidence for the operation of this process (e.g. BOULTON 1970; SHUMSKI 1964; HUDDLESTON 1976; SHAW 1977).

On the other hand, these same deformational processes may disturb such a petrographic stratification during deposition. The lense of flint-poor till near the base of the flint-rich till at Klazienaveen can only be explained as a result of deformation processes which brought lower till material on top of upper till material by differential shear.

Erosion by the ice is not limited to its source areas, but considerable erosion may take place in the depositional areas. On account of the model explained above, it can be expected that local material will be present especially in the lower part of the till profile. In SE drenthe this is evident through the higher quartz percentage and sandiness often found in samples taken from the lower part of the till. Again, differential shear may disturb such an ideal stratification, as exemplified by the presence of lenses of sorted material within the till, but generally these are only found in the lower 1.5 m.

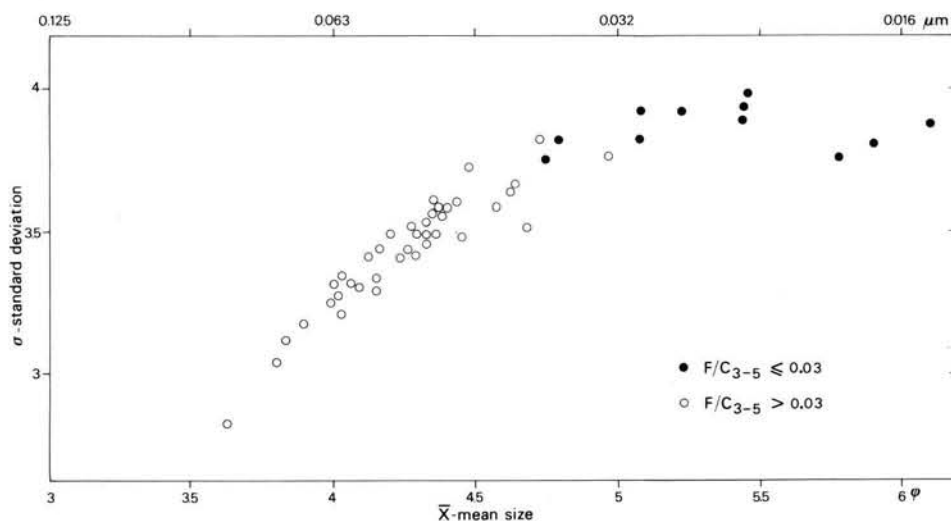


Fig. 11: Mean size plotted against standard deviation (moment measures after FRIEDMAN 1967) for till samples from SE Drenthe. The moment measures were calculated for the fraction smaller than 2 mm (-1ϕ) for grain-size classes at 1 interval.

Fig. 11 shows the strong relation that exists between mean size and sorting. Samples containing excess sand are better sorted (lower, left-hand part of the diagram) as a result of incorporation of well-sorted local sands. In this figure, quartz content of the fine-gravel fraction can be taken roughly to increase from upper right to lower left. Likewise, Fig. 12 shows the intermediate position of the flint-rich till between the flint-poor till and the local sediments with respect to heavy-mineral composition. However, it should be noted that the difference in heavy-mineral composition will be partly caused by differences in the erratic component, as with the incorporation of flint in the southern Baltic, also the heavy-mineral composition may have changed.

Field evidence suggests that local material is predominantly incorporated by means of deformational processes at the contact of debris-rich basal ice and underlying local sediments (RAPPOL 1983).

6. The origin of the Hondsrug complex

Several authors have suggested that on account of the available bore-hole and seismic data, a tectonic origin for the Hondsrug complex seems out of the question (DE JONG 1967: 350–51, RUEGG & ZANDSTRA 1977: 66, TER WEE 1979: 127). These data appear to be mainly unpublished, for which reason the present author cannot judge the 'impossibility of the tectonic origin'. However, on different grounds a glacial origin can be readily accepted as will be discussed below.

First, the detailed information available on the distribution of crystalline Fennoscandian indicator-pebble assemblages indicates that till of the Hondsrug complex is consistently characterised by the prevalence of pebbles of East-Baltic provenance (SCHUDDEBEURS & ZANDSTRA 1983: Fig. 354). Outside the Hondsrug complex, the tills contain mainly West-Baltic assemblages, where East-Baltic assemblages are only found occasionally in association with so-called red till floes (DE WAARD 1949). It seems too much of a coincidence if the area characterised by a completely different till, happens to be also the area that was affected by tectonic movements.

A second consideration concerns the linear morphology of the Hondsrug complex. In other areas such a morphological lineation is generally assumed to reflect the direction of ice movement. The ridges are generally built of till, and in some parts of northern Germany a good correlation was found between the orientation of the ridges and the preferred orientation of elongated clasts in the till (e.g. RICHTER 1950, SCHRÖDER 1978, EHLERS & STEPHAN 1983). Also in North America, similar features (macroflutes) were found to parallel the till-forming direction of ice movement (GRAVENOR & MENELEY 1958, SHAW 1977, JONES 1982). Within these flutes, variations in clast-fabric orientation occur which indicate transverse components of ice movement in the direction of the ridge axes (SHAW 1977, JONES 1982).

The present results of the clast-fabric analyses and the additional directional data strongly suggest that the general direction of ice movement during formation of the Hondsrug morphology was parallel to the elongation of the ridges, i.e. towards SSE. The action of secondary transverse components of flow in the basal ice could explain that there is not a perfect parallelism between ridge orientation and clast fabric, provided that the fabrics really record the last active ice movement. Flow convergence from a northern direction may be indicated by fabrics and deformation structures at e.g. Emmerschans, while measurements at Erica suggest convergence from a western direction.

In this context it may be interesting to note that, if the ridges of the Hondsrug complex are comparable to the macroflutes described from Canada, that then the preservation of the two tills on top of each other seems not consistent with the model of secondary flow cells as proposed by SHAW (1977). In this model we expect a thorough mixing of the erratic components.

If one accepts a glacial origin of the Hondsrug complex as proposed here, then several questions arise: 1. concerning its phasing in time with respect to the SW moving ice of the surrounding till areas, 2. whether it concerns an isolated phenomenon or that similar events have taken place elsewhere, and 3. concerning the mechanism behind the Hondsrug event.

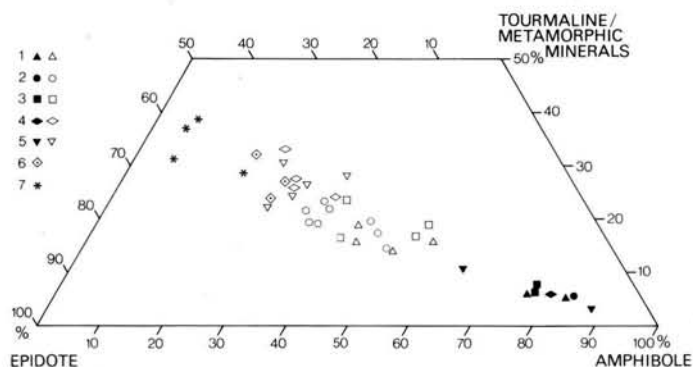


Fig. 12: Triangular diagram showing the relative frequencies of amphibole, epidote and tourmaline/metamorphic minerals in the fraction 0.25–0.125 mm (2–3 ϕ), for till samples from: 1. Weiteveen-Noordersloot, 2. Klazienaveen, 3. Erica, 4. Emmerschans, 5. Zuidbarge, 6. Noordbarge, and 7. sediments of the Peelo Formation from various locations. Flint-poor till samples in black, flint-rich samples as open symbols.

As mentioned before, on both sides of the Hondsrug complex, a morphological lineation is present which is oriented in a NE-SW direction (Fig. 2), suggesting ice movement towards SW. This latter lineation is transected by that of the Hondsrug complex, in such a way that the lineation of the till plateau W of the Hondsrug complex comes, so to speak, to a dead end. The Hondsrug direction is thus superposed on the NE-SW lineation and must be younger. Similar phenomena, in which a younger ice movement cuts across an older one and eradicates the older morphological lineation are well known from Canada (JONES 1982: 51–53, PREST 1983: 56).

Also the compositional characteristics of the erratic debris in the tills of the Hondsrug complex may suggest that it was formed during a relatively late phase of the glacial cover. In this respect two factors may have played a role, and probably worked in the same direction. First, during a glaciation the ice divide in the Fennoscandian source area is generally assumed to have shifted in an eastern direction. The presence of East-Baltic till on top of West-Baltic till was related to this shifting ice divide and associated differences in source material and direction of ice movement (MOLENGRAAFF & VAN WATERSCHOOT VAN DER GRACHT 1913, VEENSTRA 1963: 12). Recently, EHLERS (1981, 1983) found much evidence for the application of such a model in northern West Germany. In Ehlers's model, the direction of ice movement shifted gradually from towards S to towards W in the depositional areas during each glaciation. The older ice movements carried predominantly West-baltic material, the younger ice movement East-Baltic material. With respect to the Hondsrug complex, it can be noted that the younger ice movement indeed deposited East-Baltic till, but that the succession in the direction of ice movements is opposite to that predicted by Ehlers model, i.e. an older ice movement towards SW and a younger ice movement towards SSE. This poses a real problem which cannot be solved easily. A second factor of importance may be the consequence of the model of the petrographic stratification of englacial debris within the ice prior to deposition, as it was discussed shortly in the preceding section (see RAPPOL 1983 for further discussion). This model predicts that far-travelled material is deposited on top of material eroded nearer to the depositional area. It explains the presence of East-Baltic till on top of West-Baltic till and flint-poor till on top of flint-rich till. Because the Hondsrug complex presently forms one of the highest parts of the Drente till plateau, we can only imagine its formation when the younger ice movement was channelled by large bodies of

stagnant ice (see also JONES 1982: 53), the more so because only one till bed is present throughout the Drente plateau and because ice-marginal formations related to the Hondsrug event seem absent. If after a period of stagnation and degradation part of the ice had been reactivated for whatever reason, it could deliver a different till type, consisting of relatively more far-travelled material, because part of the debris transported at the lowest level had been deposited.

It is not intended to suggest that a clear-cut solution can be given. The matter is clearly very complicated, and the mechanism behind the event not obvious. Part of the solution may be present in the sediments of the North Sea basin, of which very little is known yet. Moreover, it is possible that initiations of the observed features must be sought far more up-glacier, in the Fennoscandian source areas, where however most evidence for Saalian events has been removed during the Weichselian. The prospects for finding the solution seem therefore not so good at present.

Finally, some words on the extent of the Hondsrug event, and on possible analogous phenomena. The East-Baltic till occurrences in eastern Groningen as indicated on the map of SCHUDEBEURS & ZANDSTRA (1983: Fig. 354) are possibly related to the Hondsrug till. Also the SE moving ice derived by SCHRÖDER (1978) on the western flank of the Hümmling ridge complex (some 40 km E of Emmen, in northern Germany) is probably synchronous to the formation of the Hondsrug.

Morphological lineations oriented in a NNW-SSE direction are also present in the area of the Syker Geest (RICHTER 1950; see also Fig. 2 of this paper). This might possibly indicate that an event similar to that of the Hondsrug complex did take place in the area of the lower Weser valley. According to EHLERS & STEPHAN (1983: Fig. 284) however, the ice movement towards SSE during formation of the Syker-Geest lineation is older than the ice movement towards SW recorded in Saalian till N of Bremen. Whether this was derived from decisive evidence or rather prompted as a consequence of the glaciation model as proposed by EHLERS (1981, 1983) is not clear to the present author.

Moreover, there are indications that also the last ice movement in the Gelderse Vallei was more or less synchronous to the Hondsrug event. This derives mainly from the similarities in the direction of ice movement, which follows from the valley morphology and clast fabric and structural analyses at a till exposure near Lunteren (RAPPOL 1983), and from the similarities in the development of the petrographic composition of the till profile. It is intended however to discuss this matter in more detail elsewhere.

7. Acknowledgements

I am indebted to Prof. Dr. G.C. MAARVELD and Drs. DICK VAN DER WATEREN for critically reading the manuscript and for the valuable suggestions that helped to improve it. Thanks are also due to: KIER VAN GIJSSEL for assistance in the field, HENK STOLTENBERG for the heavy-mineral analyses, LEO HOITINGA for the grain-size analyses, ODA BERGMEEIJER-DE VRÉ for making the drawings and HAN VAN MAAREN for the reproductions. Fieldwork was supported by a grant from the institutional board of the Physical Geography and Soil Science Laboratory.

References

- BOEKSCHOTEN, G.J. & VEENSTRA, H.J. (1967): Over stenenorientatie in het nederlandse keileem. — *Geol. Mijnbouw*, **46**: 195—205, 10 Fig., 2 Tab.; Leiden.
- BOISSEvain, H. (1950): Over de praeglaciale morfologie van Noord-Nederland. — *Geol. Mijnbouw*, **12**: 37—40. 1 Fig.; Den Haag.
- BOULTON, G.S. (1970): On the origin and transport of englacial debris in Svalbard glaciers. — *J. Glaciol.*, **9**: 213—229, 7 Fig., 1 Tab.; Cambridge.
- CALKER, F.J.P. (1885): Diluviales aus der Gegend von Neu Amsterdam. — *Z. dt. geol. Ges.*, **37**: 792—802; Berlin.
- DREIMANIS, A. (1976): Tills: their origin and properties. — In: *Glacial till*, ed. by R.F. Leggett: 11—49; Roy. Soc. Can., Spec. Publ., **12**; Ottawa.
- DUBOIS, E. (1902): De geologische samenstelling en de wijze van ontstaan van den Hondsrug in Drenthe. — *Versl. K.N.A.W.*, **11**: 43—50 and 150—152; Amsterdam.
- EDELMAN, C.H. & MAARLEVELD, G.C. (1958): Pleistozän-geologische Ergebnisse der Bodenkartierung in den Niederlanden. — *Geol. Jb.*, **73**: 639—684, 26 Abb., 3. Tab., 2 Taf.; Hannover.
- EHLERS, J. (1981): Problems on the Saalian stratigraphy in the Hamburg area. — *Meded. Rijks Geol. Dienst*, **34**: 26—29, 1 Fig.; Den Haag.
- (1983): Different till types in North Germany and their origin. — In: *Tills and Related Deposits*, ed. by E.B. Evenson & Ch. Schlüchter & J. Rabassa: 61—80, 16 Fig.; Rotterdam (Balkema).
- & STEPHAN, H.-J. 1983: Till fabric and ice movement. — In: *Glacial Deposits in North-West Europe*, ed. by J. Ehlers: 267—274, 7 Fig.; Rotterdam (Balkema).
- FABER, F.J. (1942): *Nederlandsche Landschappen*. — Bodem, Grond en Geologische Bouw. 400p., 152 Fig., 33 Tab.; Gorinchem (Noordduijn & Zn.).
- FRIEDMAN, G.M. (1967): Dynamic processes and statistical parameters compared for size frequency distribution of beach and river sands. — *J. Sed. Petr.* **37**: 327—354, 19 Fig., 3 Tab.; Tulsa.
- GANS, W. DE (1980): Outlines of the Late Quaternary history of the Drentsche Aa valley (Drente, The Netherlands). — *Geol. Mijnbouw*, **59**: 353—362, 7 Fig., 1 Tab.; Den Haag.
- GRAVENOR, C.P. & MENELEY, W.A. (1958): Glacial flutings in central and northern Alberta. — *Am. J. Sci.*, **256**: 715—728, 8 Fig.; New Haven.
- HUDLESTON, P.J. (1976): Recumbent folding in the base of the Barnes Ice Cap, Baffin Island, Northwest Territories, Canada. — *Geol. Soc. Am. Bull.*, **87**: 1684—1692, 9 Fig.; Washington.
- JONES, N. (1982): The formation of glacial flutings in east-central Alberta. — In: *Research in Glacial, Glacio-fluvial and Glacio-lacustrine Systems*, ed. by Rd. Davidson-Arnott & W. Nickling & B.D. Fahey: 49—70, 7 Fig., 2 Tab.; Norwich (Geo Books).
- JONG, J.D. DE (1967): The Quaternary of The Netherlands. — In: *The Geological Systems: The Quaternary 2*, ed. by K. Rankema: 301—426, 36 Fig., 3 Tab.; New York, London, Sydney (Interscience Publ.).
- JONKER, H.G. (1905): Some observations on the geological structure and origin of the Hondsrug. — *Roy. Acad. Sci., Proc. Meet.* June 24, 1905: 96—104; Amsterdam.
- LIGTERINK, G.H. (1954): De Hondsrug en het dal van de Oer-Eems. — *T.K.N.A.G.*, **71**: 105—121, 12 Fig.; Leiden.
- LÜTTIG, G. (1958): Methodische Fragen der Geschiebeforschung. — *Geol. Jb.*, **75**: 361—418, 17 Abb., 1 Tab., 3 Taf.; Hannover.
- & MAARLEVELD, G.C. (1961): Nordische Geschiebe in Ablagerungen prä — Holstein in den Niederlanden (Komplex von Hattem). — *Geol. Mijnbouw*, **40**: 163—174, 6 Abb.; Den Haag.

- MAARLEVELD, G.C. (1956): Grindhoudende midden-pleistocene sedimenten. Het onderzoek van deze afzettingen in Nederland en aangrenzende gebieden. — Meded. Geol. Stichting, Ser. C-VI, 6: 105 p., 48 Fig., 26 Tab.; Maastricht.
- CATE, J.A.M. TEN & LANGE, G.W. DE (1977): Geomorfologische kaart van Nederland, schaal 1:50.000. Legenda. 20 pp. Wageningen/Haarlem (Stiboka/Rijks Geol. Dienst).
- MARTIN, J. (1894): Diluvialstudien II: Das Haupteis ein baltischer Strom. — Jber. Naturw. Ver. Osnabrück X: 1—70, 2 Taf.; Osnabrück.
- MOLENGRAAFF, G.A.F. & WATERSCHOOT VAN DER GRACHT, W.A.J.M. VAN (1913): Niederlande. Handbuch der Regionalen Geologie, herausgeg. von G. Steinmann & O. Wilckens, 1. Bd., 3. Abt.: 98 p., 20 Fig., 14 Tab.; Heidelberg.
- PREST, V.K. (1983): Canada's Heritage of Glacial Features. — Geol. Surv. Can., Misc. Rep., 28: 119 p., 90 Fig.; Ottawa.
- RAPPOL, M. (1983): Glacigenic Properties of Till. Studies in glacial sedimentology from the Allgäu Alps and The Netherlands. — Publ. Fys.-Geogr. Bodemk. Lab., Univ. Amsterdam, 34: 225 p., 108 Fig., 3 App.; Amsterdam.
- & STOLTENBERG, H.M.P. (1984): Compositional variability of Saalian till in The Netherlands and its origin. (Boreas, Oslo. — [In press])
- RICHTER, K. (1950): Die Entwicklungsgeschichte der Täler zwischen Lathen und Verden/Aller. — Geol. Jb., 65: 641—645, 5 Abb.; Hannover.
- ROELEVELD, W. (1970/71): The morphology of the Pleistocene surface in the marine-clay district of Groningen (The Netherlands). — Ber. Rijksd. Oudh. Bodemond., 20/21: 7—25, 9 Fig., 2 Tab.;
- ROSE, J. (1974): Small-scale spatial variability of some sedimentary properties of lodgement till and slumped till. — Proc. Geol. Ass., 85: 223—237, 9 Fig., 4 Tab.; London.
- RUEGG, G.H.J. & ZANDSTRA, J.G. (1977): Pliozäne und Pleistozäne gestauchte Ablagerungen bei Emmerschans (Drenthe, Niederlande). — Meded. Rijks Geol. Dienst, 28: 65—99, 13 Abb., 4 Tab., 7 Taf.; Den Haag.
- SCHRÖDER, E. (1978): Geomorphologische Untersuchungen im Hümmling. — Gött. Geogr. Abh., 70: 113 p., 18 Abb., 7 Beil.; Göttingen.
- SCHUDEBEURS, A.P. (1980/81): Die Geschiebe im Pleistozän der Niederlande. — Der Geschiebe-Sammler, 13: 163—178 und 14: 33—40, 91—103, 147—158, 32 Abb., 6 Tab.; Hamburg.
- (1982): Zwerfsteentellingen in Noord-Nederland.-Meded. Werkgr. Tert. Kwart. Geol. 19: 81—108, 5 Fig., 8 Tab.; Leiden.
- & ZANDSTRA, J.G. (1983): Indicator pebble counts in the Netherlands. — In: Glacial Deposits in North-West Europe, ed. by J. Ehlers: 357—360, 2 Fig., 1 Tab.; Rotterdam (Balkema).
- SHUMSKII, P.A. (1964): Principles of Structural Glaciology. — 497 p., 124 Fig., 7 Tab.; New York (Dover).
- SHAW, J. (1977): Till body morphology and structure related to glacier flow. — Boreas, 6: 189—201, 13 Fig.; Oslo.
- VEEN, J. VAN (1925): Heuvelruggen in Drenthe. — Nw. Drent. Volksalm., 43: 71—80, 3 Fig.; Assen.
- VEENSTRA, H.J. (1963): Microscopic Studies of Boulder Clay. — Diss. Univ. Groningen: 211 p., 29 Fig., 8 Tab., 13 Pl., 4 App.; Groningen.
- WAARD, D. DE (1949): Glacigeeen Pleistocene. Een geologisch detailonderzoek in Urkerland (Noordoostpolder). — Verh. Ned. Geol. Mijnb. Gen., XV: 70—246, 125 Fig., 3 Beil.; Den Haag.
- WEE, M.W. TER (1979): Toelichtingen bij de geologische kaart van Nederland 1:50.000. Blad Emmen West (17 W) en Blad Emmen Oost (17 O). 218 p., 62 Fig., 18 Beil.; Haarlem (Rijks Geologische Dienst).
- (1983): The Saalian Glaciation in the northern Netherlands. — In: Glacial Deposits in North-West Europe, ed. by J. Ehlers: 405—412, 8 Fig., 1 Tab., 4 Pl.; Rotterdam (Balkema).

- ZAGWIJN, W.H. (1973): Pollenanalytic studies of Holsteinian and Saalian beds in the northern Netherlands. — Meded. Rijks Geol. Dienst, N.S., 24: 139—156, 13 Fig., 2 Tab., 8 encl.; Haarlem.
- ZANDSTRA, J.G. (1976): Sedimentpetrographische Untersuchungen des Geschiebelehms von Emmerschans (Drenthe, Niederlande) mit Bemerkungen über eine Typeneinteilung der Saale-Grundmoräne. — Eiszeitalter u. Gegenwart, 37: 30—52, 7 Abb., 6 Tab.; Öhringen.
- (1983): Fine gravel, heavy mineral and grain-size analyses of Pleistocene, mainly glacial deposits in the Netherlands. — In: Glacial Deposits in North-West Europe, ed. by. J. Ehlers: 361—376, 15 Fig., 2 Tab., 4 Pl.; Rotterdam (Balkema).

Manuskript accepted on 10.4.84.

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	34	29—41 6 Abb., 6 Tab.	<i>Hannover 1984</i>
----------------------------------	----	-------------------------	----------------------

Schwermineralverteilung und Alter pleistozäner mariner Sedimente in Mittelitalien

ULRICH RADTKE & WOLFGANG TILLMANNS*)

Heavy mineral distribution, marine sediment, marine sedimentation, beach deposit, section, volcanism, mineral composition.
Southern Maremma, Alto Lazio

Kurzfassung: In den südlichen Maremmen zwischen Civitavecchia und dem Monte Argentario gelang es, mittels der Schwermineralanalyse pleistozäne marine Sedimente unterschiedlichen Alters voneinander abzugrenzen. Anhand der Beschreibung einiger Profile wird gezeigt, daß die ältesten pleistozänen marinen Terrassensedimente durch ein völliges Fehlen vulkanischer Schwerminerale gekennzeichnet sind, d.h. ihre Ablagerung geschah vor 700 000—600 000 BP, dem Beginn des vulsinischen Vulkanismus. Sedimente des oberen Mittelpleistozäns und des Jungpleistozäns zeigen ab ca. 430 000 BP, dem Beginn der Hauptaktivität des Vulkanismus, ein sehr einheitliches Schwermineralspektrum, welches durch die Dominanz des Augits (90—100 %) gekennzeichnet ist. Sedimente, die zwischen Beginn des Vulkanismus und seiner Hauptaktivität abgelagert wurden (700 000—600 000 bis 430 000 BP), besitzen ein Schwermineralspektrum, welches sich durchschnittlich nur zur Hälfte aus vulkanischen Schwermineralen zusammensetzt.

Heavy Mineral Distribution and Age of Pleistocene Marine Sediments in Middle Italy

Abstract: In the southern Maremma, Alto Lazio, Middle Italy, heavy mineral studies were used to differentiate several types of beachrock and other marine sediments which are attributed to marine terraces of different age. Horizontal and vertical sections are described and it is pointed out, that the oldest terrace shows an absence of typical volcanic minerals; that means, that their age of development must be older than 600,000—700,000 BP, the beginning of the vulsinic volcanism. The Upper Middle and Upper Pleistocene sediments are from the mineralogical point of view very uniform and characterized by 90—100 % augite. Some sediments show a relatively small part of augite (43—70 %); it could be possible, that the sedimentation took place between 600,000—700,000 BP and the main activity of the volcanism in this area at 430,000 BP.

Distribuzione dei minerali pesanti e l'età dei sedimenti marini nell'Italia Centrale

Riassunto: Le ricerche mineralogiche fino qui effettuate sulle panchine di età diversa e sui terrazzi pleistocenici nell'Italia Centrale tra Civitavecchia e Monte Argentario hanno dimostrato che i terrazzi posti superiormente, a causa della mancanza dei tipici minerali vulcanici pesanti devono essere più vecchi di 600.000—700.000 anni: cioè anteriori all'inizio del vulcanismo vulsinico. Un terrazzo mostrava sistematicamente una presenza del 43—70 % di augite, cosicchè sembra possibile che

*) Anschrift der Autoren: Dr. U. RADTKE, Geographisches Institut der Universität Düsseldorf, Universitätsstr. 1, 4000 Düsseldorf 1. — Dr. W. TILLMANN, Geologisches Institut der Universität zu Köln, Zulpicher Str. 49, 5000 Köln.

2. Schwermineralogische Untersuchungen

Mittels schwermineralogischer Untersuchungen der in den Längsprofilen A und B sowie den Vertikalprofilen CSV, CAS und KM 110 (s. Abb. 2 bis 5) aufgeschlossenen Sedimente mariner Strandterrassen sollten diese zum einen schwermineralogisch charakterisiert und zum anderen daraufhin untersucht werden, ob sich die Schwermineralführung in Abhängigkeit von Zeit und Lage ändert.

a) Probenvorbereitung

Die Schwermineralführung der Proben wurde nach Kochen der Proben in HCl, Absieben der Fraktion $<0,4$ mm und Abtrennen der Schwerfraktion mittels Bromoform im Scheidetrichter an jeweils 300 transparenten Körnern in den Präparaten bestimmt. Der Anteil opaker Schwerminerale am Gesamtmineralspektrum wurde durch Auszählung von 100 Schwermineralen getrennt bestimmt.

b) Schwermineralführung

Innerhalb der transparenten Schwerminerale wurden die folgenden Minerale ausgeschieden: Andalusit, Sillimanit, Zirkon, Rutil, Anatas, Turmalin, Augit, Diopsid, braune Hornblende, grüne Hornblende, Titanit, Epidot, Granat, Staurolith und Disthen. Die Unterteilung in metamorphe, stabile, instabile und vulkanische Minerale hat sich für geomorphologisch-geologische Arbeiten bewährt und soll auch hier beibehalten werden, obwohl es selbstverständlich ist, daß z. B. Epidot und Granat, die zu den instabilen Mineralen gezählt werden, natürlich genauso wie der Sillimanit auch metamorphe Minerale darstellen.

In der leichten Fraktion finden sich überwiegend Quarz, Quarzit und silikatische Gesteinsbruchstücke; Feldspäte tauchen nur vereinzelt auf. Signifikante Unterschiede zwischen den einzelnen Proben treten bezüglich des Verhältnisses von Schwermineralen zu Leichtmineralen auf (vgl. Tab. 1 und 2). Eine genauere Analyse der opaken Schwerminerale ist für die Schlußfolgerungen dieser Arbeit irrelevant.

Andalusit und Sillimanit treten nur in zwei Proben auf. Die gegen Transport und insbesondere Verwitterung resistenten Schwerminerale Zirkon, Rutil, Anatas und Turmalin erreichen nur in 13 Proben größere Prozentzahlen (16% bis maximal 69%), in den anderen Proben sind sie nur akzessorisch vertreten. In der Gruppe der vulkanischen Schwerminerale (Augit, Diopsid, braune Hornblende und Titanit) dominiert Augit. Diopsid, braune Hornblende und Titanit treten akzessorisch auf. Die Mehrzahl der Proben ist durch die Dominanz von Augit (maximal 100%) gekennzeichnet. Die instabilen Schwerminerale Epidot, Granat und grüne Hornblende (zusammen maximal 59) erreichen bei Dominanz des Granats in 16 Proben höhere Prozentzahlen. In der Mehrzahl der Proben ist ihr Anteil mit weniger als 10% genauso unbedeutend wie die vereinzelt auftretenden Staurolithe und Disthene, die hier bei den instabilen Schwermineralen aufgeführt werden.

Hohe Anteile an stabilen (bis 69%) und instabilen (59%) Schwermineralen bei fast völligem Fehlen von vulkanischen Schwermineralen zeigen die Proben HUM, PM, CBP (2) und PCS, die den ältesten, höchstgelegenen quartären Strandterrassen entnommen wurden. Das gleichzeitige Auftreten von stabilen und instabilen Schwermineralen schließt eine Verwitterungsauslese der relativ instabilen Schwerminerale aus, auch wenn die Opakenzahl mit bis zu 87% am Gesamtmineralspektrum sehr hoch ist. Vulkanischer Einfluß zeigt sich über die Führung von Augit (70–43%), brauner Hornblende sowie Diopsid und Titanit erstmals in den Proben CBP (1), MT-CI 125, CPIS, DOG, P-CON, OLIV, KM 110-2 und ST. Daneben finden sich hohe Anteile an Stabilen (bis 43%) und untergeordnet Granat (bis 13%). Auch hier ist eine Verwitterungsauslese vulkanischer Schwerminerale u. a. mangels Verwitter-

rungserscheinungen an den Mineralen auszuschließen. Die folgenden, tiefer gelegenen Sedimente sind schwermineralogisch durch die Dominanz vulkanischer Schwerminerale (zwischen 84% und 100%) ausgezeichnet.

c) Herkunft der vulkanischen Schwerminerale

Die hier schwermineralogisch untersuchten quartären Strandterrassen liegen jungtertiären Sedimentfolgen auf. An die tertiären Sedimente schließen sich nach E vorwiegend basische Tuffabfolgen quartären Alters und pliozäne Vulkanite unterschiedlichen Chemismus an. Die äußere Umrahmung des Küstentieflandes von Tarquinia bilden im N und S mesozoische Sedimentabfolgen.

Entsprechend der geologischen Situation ist damit zu rechnen, daß die vulkanischen Schwerminerale aus dem Verbreitungsgebiet der Vulkanite (Lago di Bolsena) durch fluviatile und äolische Zufuhr in das Untersuchungsgebiet gelangten. Aus dem Gebiet der tertiären und mesozoischen Schichtfolgen kamen die stabilen, instabilen und metamorphen Schwerminerale vorwiegend durch fluviatilen und marinen Transport.

3. Schlußfolgerungen

a) Das Gebiet zwischen Civitavecchia und Fiume Mignone

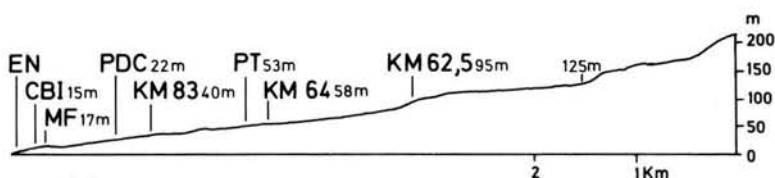


Abb. 2: Terrassenprofil nördlich Civitavecchia (A)

Das Längsprofil beginnt mit zwei direkt übereinanderliegenden Panchinen (ital. Beachrock; Proben EN-U und EN-O), die heute an der Küste der Meeresabration ausgesetzt sind; sie lassen sich ebenso wie die landeinwärts folgenden Sedimente, wie z.B. bei CBI, MF, PT und KM 64, schwermineralogisch nicht trennen, denn sie weisen alle einen Augitanteil von 89–98% auf. EN-O ist auf Grund der absoluten Altersdatierungen wahrscheinlich dem Eutyrrhen II zuzurechnen (Küstenlinie bei ca. 40 m ü.M.), genauso wie CBI, PDC, BDSA, KM 81, KM 83, KM 75,2 und MF. EN-U hat sicherlich ein früheres Entstehungsdatum, möglicherweise können die Sedimente, wie bei PT und KM 64, mit dem Eutyrrhen I/Prä-Eutyrrhen (Küstenlinie ca. 75 m ü.M.) parallelisiert werden.

Die Terrasse (95–125 m), die bei KM 62,5 beginnt, setzt sich aus Ablagerungen zusammen, die wesentlich älter sein müssen als die oben beschriebenen, da die vulkanischen Schwerminerale stark zurücktreten. So erscheint ein altpleistozänes, zumindest aber untermittelpleistozänes Alter wahrscheinlich.

Sicherlich altpleistozänes Alter besitzen die Sedimente bei PCS zwischen Rio Melledra und Fiume Mignone (139 m ü.M.), denen vulkanische Minerale gänzlich fehlen.

Leider versagen in diesem Teilgebiet die Möglichkeiten der „absoluten“ Altersbestimmung weitgehend, da aufgrund der Fossilienarmut der Sedimente bzw. der star-

ken Kontamination der auffindbaren Proben nur Minimalalter angegeben werden können.

Tab. 1: Schwermineralspektren der Proben aus Profil A

Probe	Stabile				Vulkanische		Instabile		Opake	Schwerminerale (%)	Leichtminerale (%)	Altersbestimmungen (in ka = 1000 Jahre) ESR ($\pm 25\%$)
	Zirk.	Rut.	Ana.	Turm.	Aug.	Tit.	Epid.	Gran.				
PCS	47	5	4	10	—	—	11	23	75	—	—	—
KM 62,5	37	8	3	21	11	—	8	12	87	0,81	99,19	—
KM 64	2	—	—	—	95	1	—	2	1	36,37	43,63	≥ 202
PT	—	—	—	—	98	—	—	2	2	42,58	57,42	—
CDG	—	1	—	3	89	1	1	5	8	—	—	—
KM 83	1	—	—	—	93	1	1	4	1	—	—	—
KM 81	—	—	—	1	97	2	—	—	2	—	—	≥ 105
PDC	1	—	—	—	94	1	—	4	1	—	—	≥ 121
BDSA	1	—	—	—	94	—	—	5	1	—	—	—
MF	1	—	—	—	94	—	—	5	2	38,74	61,26	≥ 115
KM 75,2	2	—	1	—	90	—	—	1	2	—	—	—
CBIC	—	—	—	1	97	1	—	1	1	55,30	44,70	≥ 83
EN-O	2	—	—	—	92	1	—	5	3	58,81	41,19	—
EN-U	3	—	—	—	93	—	—	4	3	46,42	53,58	—

Zirk. = Zirkon
Rut. = Rutil
Ana. = Anatas
Turm. = Turmalin

Aug. = Augit
Tit. = Titanit
Epid. = Epidot
Gran. = Granat

b) Das Gebiet zwischen Fiume Mignone und Torrente Arrone

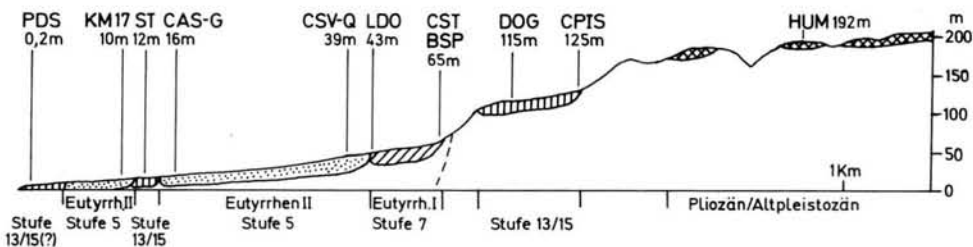


Abb. 3: Terrassenprofil bei Tarquinia (B)

Das Ergebnis der Schwermineralanalyse zeigt wiederum, daß die jungpleistozänen Sedimente nicht näher zu untergliedern sind:

Probe	Metamorphe		Stabile				Vulkanische				Instabile				Schwerminerale (%)	Leichtminerale (%)	Altersbestimmungen		
	And.	Sill.	Zirk.	Rut.	Ana.	Turm.	Aug.	Dio.	brHB	Tit.	Epid.	Gran.	grHB	Dis.			Stau.	Opake	Th-230/ U-234
PM	1	—	27	6	2	8	—	—	—	—	14	42	—	—	—	78	—	—	—
HUM	—	—	25	9	1	6	—	—	—	—	16	43	—	—	—	69	99,88	—	>700
CBP (2)	—	—	25	8	1	6	4	—	—	—	8	46	—	—	2	86	—	—	—
CBP (1)	—	—	12	2	2	6	64	—	—	—	2	10	—	2	—	79	—	—	—
MT-CI 125	—	—	4	2	—	1	68	—	—	—	9	7	3	—	—	45	—	—	—
CPIS	—	1	29	7	2	5	45	—	4	—	—	7	—	—	—	17	98,13	—	500—400
DOG	—	—	26	6	3	6	43	1	3	—	2	10	—	—	—	32	—	—	—
P.CON	—	—	8	3	3	9	59	2	—	—	7	9	—	—	—	72	—	—	202
BSP-1	—	—	—	—	—	—	100	—	—	—	—	—	—	—	—	5	77,77	212±38	259
CST-1	—	—	2	—	—	—	94	—	1	—	—	3	—	—	—	29	37,80	—	191
MCU	—	—	1	—	—	—	97	—	—	1	—	1	—	—	—	2	—	—	101
KM 91-1	—	—	—	—	—	2	95	1	—	1	1	—	—	—	—	3	—	—	94
LDO-1	—	—	—	—	—	—	95	—	1	1	1	2	—	—	—	4	29,99	113±8	103
OLIV-1	—	—	—	—	1	—	94	1	1	—	1	2	—	—	—	2	—	—	114
FM 0-1	—	—	1	—	—	—	97	—	—	1	—	1	—	—	—	1	—	—	102
CSV-Q	—	—	1	—	1	1	96	—	1	—	1	—	—	—	—	3	30,85	105±6 94±9	111 92
CAS-G	—	—	1	—	—	—	96	1	—	—	—	2	—	—	—	4	24,90	35±2(?)	98
ST	—	—	13	9	3	6	47	1	3	—	5	13	—	—	—	53	0,16	>300	—
KM 17-1	—	—	1	—	—	—	98	—	—	1	—	—	—	—	—	3	—	99,84	94
POS-Pan.	1	1	5	7	3	2	70	—	2	—	—	8	—	—	—	8	—	106±15	—
And.	= Andalusit			Rut.	= Rutil		Aug.	= Augit					brHB	= braune Hornblende				Gran.	= Granat
Sill.	= Sillimanit			Ana.	= Anatas		Dio.	= Diopsid					Tit.	= Titanit				Stau.	= Staurolith
Zirk.	= Zirkon			Turm.	= Turmalin		grHB	= grüne Hornblende					Epid.	= Epidot				Dis.	= Disthen

Gran. = Granat
Stau. = Staurolith
Dis. = Disthen

brHB = braune Hornblende
Tit. = Titanit
Epid. = Epidot

Aug. = Augit
Dio. = Diopsid
grHB = grüne Hornblende

Rut. = Rutil
Ana. = Anatas
Turm. = Turmalin

And. = Andalusit
Sill. = Sillimanit
Zirk. = Zirkon

Tab. 2: Schwermineralspektren der Proben aus dem Gebiet zwischen F. Mignone und T. Arrone

So findet man im Längsprofil B die Relikte des Eutyrrhen II-Meeres (120 000 bis 100 000 BP) bis ca. 40–45 m ü.M. (Proben KM 17, CAS-G, CSV-Q, LDO etc.) und die des Eutyrrhen I-Meeres (220 000–200 000 BP) bis ca. 65 m ü.M. (Proben CST, BSP, CSV-A) mit einer fast identischen mineralogischen Zusammensetzung.

Die große Einheitlichkeit im Schwermineralspektrum innerhalb des Eutyrrhen-Komplexes verdeutlicht auch folgendes Vertikalprofil bei C.S. Vincenzo (CSV, entspricht den Punkten G und H in RADTKE et al. 1982).

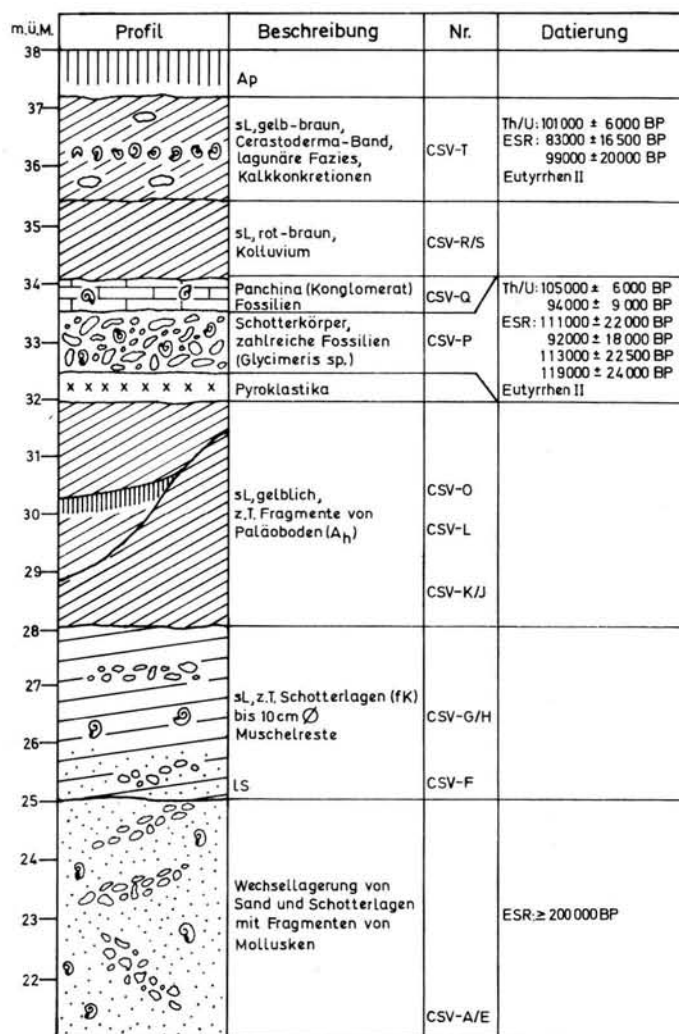


Abb. 4: Profil bei Casale S. Vincenzo (CSV)

Die einzelnen Schichten zeigen nachstehende Verteilung der Schwerminerale:

Tab. 3: Schwermineralverteilung im Profil CSV

Probe	Stabile			Vulkanische br. Horn- blende				Instabile		Opake
	Zirkon	Rutil	Turmalin	Augit	Diposid	Titanit		Epidot	Granat	
CSV-T	—	—	1	97	—	—	—	1	1	3
CSV-S	—	1	—	96	1	1	—	—	1	2
CSV-Q	1	—	1	96	—	1	—	1	—	3
CSV-P	—	—	1	97	1	—	—	1	—	1
CSV-O	—	—	—	99	1	—	—	—	—	1
CSV-N	—	—	—	94	1	1	—	1	3	—
CSV-L	—	—	—	97	—	—	—	1	2	5
CSV-K	—	—	—	98	1	—	—	—	1	2
CSV-J	1	—	—	95	1	1	—	1	1	6
CSV-H	1	1	—	97	—	—	—	—	1	9
CSV-F	5	—	1	79	—	1	—	3	11	10
CSV-D	3	1	—	89	—	1	1	—	5	9
CSV-E	1	1	1	95	—	—	—	1	1	5
CSV-G	—	—	2	94	1	—	1	—	2	7
CSV-A	2	—	—	92	1	1	—	1	3	13

Sicherlich finden lokal sich verändernde Strömungsverhältnisse des Meeres ihren Niederschlag im Schwermineralspektrum, doch scheint dieser Einfluß sowie die Aufarbeitung von altpleistozänen/pliozänen Sedimenten so gering gewesen zu sein, daß es als gesicherte Erkenntnis gelten darf, daß die Sedimente des Tyrrhen durch eine eindeutige Dominanz des Augits gekennzeichnet sind; in Kap. 4 wird gezeigt, daß gleiches auch für die Ablagerungen des oberen Mittelpleistozäns gilt.

Wie deutlich sich die Diskordanz zu unterlagernden pliozänen Schichten im Schwermineralspektrum widerspiegelt, soll das folgende Vertikalprofil (CAS, entspricht Punkt C in RADTKE et al. 1982) mitsamt Tabelle verdeutlichen:

Tab. 4: Schwermineralverteilung im Profil CAS

Probe	Zirkon	Stabile			Vulkanische		Instabile		Opake
		Rutil	Anatas	Turmalin	Augit	Dioposid	Epidot	Granat	
CAS-H	—	—	—	1	95	—	1	3	1
CAS-G	1	—	—	—	96	1	—	2	4
CAS-E	—	—	—	—	97	—	—	3	2
CAS-D	16	7	—	4	21	—	11	41	40
CAS-B	21	10	2	7	—	—	9	51	72
CAS-A	24	13	1	9	—	—	14	39	65

Probe CAS-D gehört eindeutig zu dem Plioänkompex. Der Augitanteil von 21% ist durch eine partielle Einarbeitung von jungem Material bei der Transgression des Eutyrrhenmeeres zu erklären.

Aus dem Rahmen fallen scheinbar die Spektren der Proben PDS (0,2 m ü.M.) und ST (12 m ü.M., Probe B in RADTKE et al. 1982). Von der Höhenlage ableitend, würde man sie

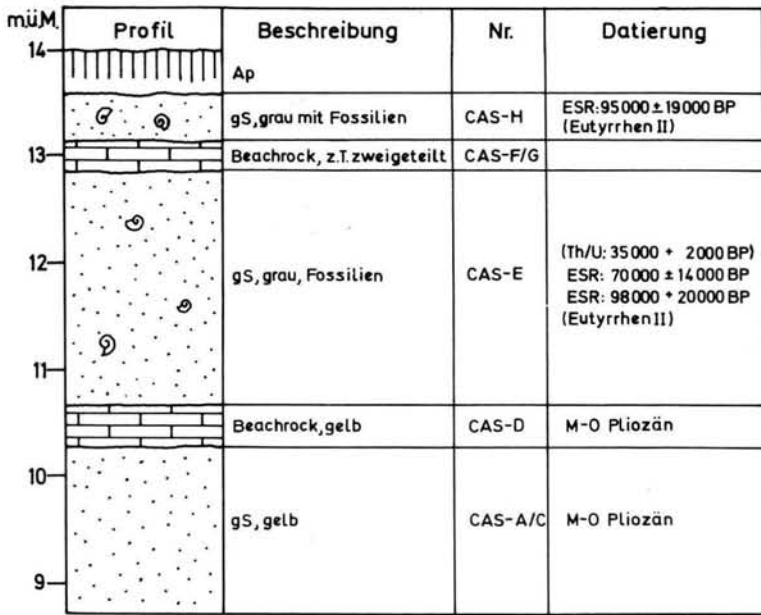


Abb. 5: Profil bei il Casalino (CAS)

sicherlich dem Eutyrrhen II zuordnen. Vergleicht man aber die Spektren mit denen von DOG, CPIS, MT-CI 125 und P.CON in ca. 100–125 m ü.M., so lassen sich verblüffende Übereinstimmungen feststellen: der Augitanteil ist nicht mehr absolut dominant, sondern schwankt zwischen 43 und 70%. Das $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ -Alter (älter als 300 000 BP) von Probe ST belegt zusätzlich, daß es sich um einen präeutyrrhenen Meeresspiegelhochstand handelt, dessen fossile Küstenlinie sich heute bei ca. 125 m ü.M. auf dem Horst von Tarquinia befindet (DAI PRA 1978; RADTKE 1983 a, b). Die Sedimente aus der Zeit zwischen dem Beginn des vulsinischen Vulkanismus und seiner ersten Hauptaktivität (NICOLETTI et al. 1979) sind somit durch eine deutlich verringerte Dominanz des Augits gekennzeichnet. Eindeutig unterscheiden sie sich aber von den jüngeren Sedimenten durch einen signifikant höheren Anteil an den opaken, stabilen und instabilen Schwermineralen. Die stratigraphischen Verhältnisse und die Altersdatierungen schließen aus, daß es sich um rein lokale Erscheinungen der verstärkten Aufarbeitung pliozänen Materials handelt.

Das oberste Glied der Terrassentreppe (Proben HUM, PM, CBP (2)) wird von CONATO & DAI PRA (1981) in das Altpleistozän gestellt, die schwermineralogische Untersuchung der Proben aus den Terrassenabschlußsedimenten dieses Transgressionszyklus' (Serie della Macchia della Turchina, FAZZINI et al. 1972) bestätigt zumindest, daß die Ablagerung vor 700 000–600 000 BP, d.h. im Altpleistozän/Pliozän stattfand. Eine genauere Einordnung ist zur Zeit noch nicht möglich.

c) Das Gebiet zwischen Torrente Arrone und Monte Argentario

Am Unterlauf des T. Arrone kündigt sich der Wechsel in den tektonischen Verhältnissen an. Bei RTAR verläuft die Küstenlinie des Eutyrrhen II nunmehr in ca. 25 m ü.M., nördlich dieses Punktes konnte sie nicht mehr zweifelsfrei nachgewiesen werden. Die Hebungstendenz, die im Raum von Tarquinia eindeutig dominierte, schwächt sich in Richtung

Monte Argentario immer mehr ab. Bei KM 135 der Via Aurelia konnten pleistozäne Sedimente nur noch bis zu einer Höhe von 15–20 m ü.M. (Lago di Burano-Düne) ausgegliedert werden; i.d.R. erreichen die marinen Ablagerungen nur 5–10 m ü.M. Nördlich von Montalto di Castro verlaufen die verschiedenen fossilen Küstenlinien des Alt-, Mittel- und Jungpleistozäns in einem nicht immer genau zu differenzierenden Saum im Bereich von ca. 25–40 m ü.M. Wir finden hier also keine „horizontale“ West-Ost-Abfolge der verschiedenen alten marinen Terrassensedimente, sondern ein rein „vertikales“ Übereinander eines Terrassenstapels (AMBROSETTI et al. 1981, RADTKE et al. 1981). Dies gilt gleichermaßen für die Aufschlüsse KM 122 und KM 127 an der Eisenbahnstrecke Rom-Genoa und KM 103 und KM 110 der Via Aurelia. Letztgenanntes Vertikalprofil soll im folgenden näher erläutert werden:

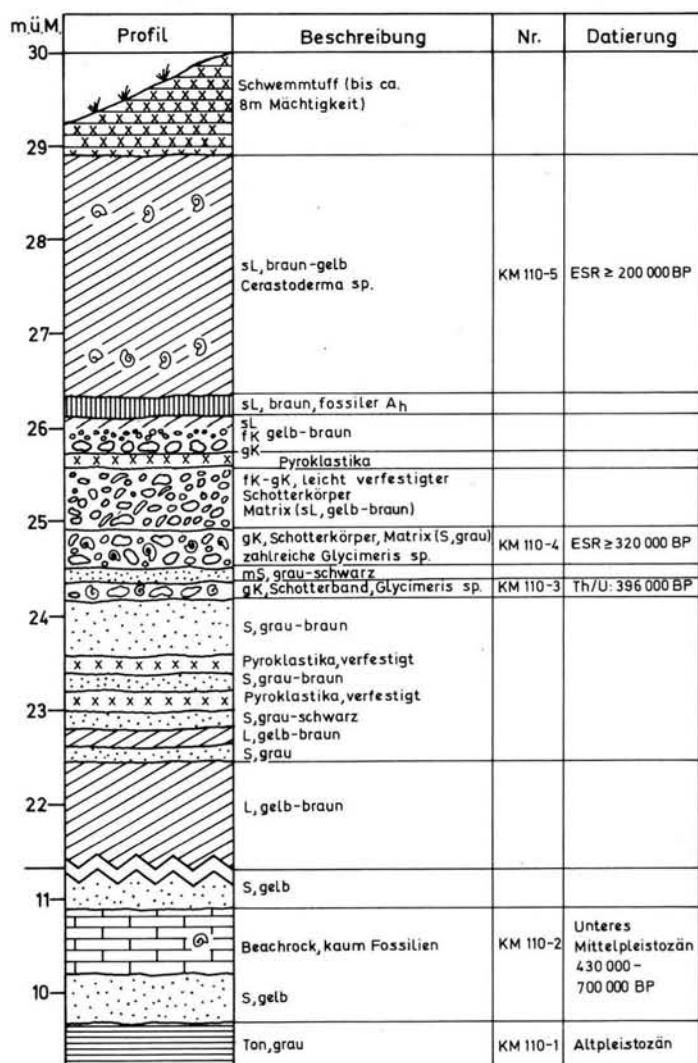


Abb. 6: Profil bei KM 110 der SS1 Aurelia

Tab. 5: Schwermineralverteilung im Profil KM 110

Probe	Stabile				Vulkanische			Instabile				Opake
	Zirk.	Rut.	Ana.	Turm.	Aug.	brHB	Tit.	Epid.	Gran.	Dis.	Stau.	
KM 110-5	—	—	—	1	94	1	1	—	3	—	—	5
KM 110-4	1	—	—	1	96	—	1	—	1	—	—	3
KM 110-3	1	—	—	—	97	—	—	—	2	—	—	1
KM 110-2	6	3	1	6	67	3	—	1	10	1	2	61

Wie im vorhergehenden Kapitel schon bemerkt, ist es bestätigt, daß die Dominanz des Augits im Schwermineralspektrum auch für Sedimente des oberen Mittelpleistozäns gilt (vgl. auch Profil MDM in RADTKE 1983a, 89f.).

In der folgenden Tabelle sind einige repräsentative Analysen des nördlichen Teilgebietes zusammengestellt, die die obigen Aussagen untermauern. Unsichere bzw. „fehlerhafte“ Alter, die an *Cerastoderma* sp. gemessen wurden (RADTKE et al. 1981; RADTKE 1983a, b), werden in dieser Tabelle nicht berücksichtigt. Es handelt sich ausschließlich um Werte, die auf einer Datierung von *Glycimeris* sp. beruhen.

Tab. 6: Schwermineralspektren der Proben aus dem Gebiet zwischen T. Arrone und M. Argentario

Probe	Stabile				Vulkanische				Instabile				Altersbestimmungen (in ka=1000 Jahre)	Opake	Th-230/ U-234	ESR (±25 %)
	Zirk.	Rut.	Ana.	Turm.	Aug.	Dio.	brHB	Tit.	Epid.	Gran.	Dis.	Stau.				
ULIV	9	2	3	8	60	—	2	1	2	12	1	—	—	75	—	—
KM 110-2	6	3	1	6	67	—	3	—	1	10	1	2	—	61	—	—
ASPR	2	—	—	1	93	—	—	—	1	3	—	—	—	19	—	—
KM 135	1	—	—	—	96	—	—	2	—	1	—	—	—	3	—	—
PO-TRI	1	—	—	—	97	—	1	—	—	1	—	—	—	5	—	—
SS1-PR	—	—	1	—	98	—	1	—	—	—	—	—	—	2	—	—
KM 127(3)-A	1	1	—	—	91	1	2	—	—	4	—	—	—	6	—	305
KM 122(3)-A	3	—	—	—	84	—	—	2	1	7	—	—	3	38	158±12	163
													(Magne- tit)			
FO-VIO	1	—	—	1	98	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—
QUART-A	—	1	—	—	95	—	1	2	—	2	—	—	—	4	—	235
FI-REU	—	—	—	—	96	—	—	1	1	2	—	—	—	5	—	—
KM 103-D	—	—	1	—	97	—	—	—	—	2	—	—	—	2	≥151	≥200
RTAR-In	1	—	—	—	98	—	—	1	—	—	—	—	—	1	115±15 12	102,3

4. Schlußbemerkungen

Es kann festgehalten werden, daß es aufgrund der Interpretation der Schwermineralanalysen möglich ist, im Küstentiefland von Tarquinia zwischen den Monti della Tolfa und dem Monte Argentario marine (und auch terrestrische) Sedimente anhand ihres Gehaltes an vulkanischen Schwermineralen drei größeren geologischen Epochen zuzuordnen:

1. (Pliozän)/Altpleistozän

Der Zeitraum vor ca. 700 000—600 000 BP ist gekennzeichnet durch die Absenz vulkanischer Schwerminerale, wie Augit, Diopsid, Titanit, brauner und grüner Hornblende. Durch das direkte Nebeneinander von stabilen und instabilen Schwermineralen ist eine selektive Verwitterung der vulkanischen Minerale auszuschließen.

2. Unteres Mittelpleistozän

Zwischen 700 000—600 000 und ca. 430 000 BP, d.h. zwischen dem Beginn und der ersten Hauptaktivität des vulsinischen Vulkanismus erreichen die vulkanischen Schwerminerale einen Anteil im Schwermineralspektrum, der bei durchschnittlich 50—70% liegt, es kommt nie zu einer eindeutigen Dominanz.

3. Oberes Mittelpleistozän und Jungpleistozän

In der Zeit nach der Hauptaktivität des Vulkanismus erreichen die vulkanischen Minerale die absolute Dominanz. Vornehmlich der Augit erreicht 90—100% im Schwermineralspektrum.

Durch junge tektonische Bewegungen sind die quartären Ablagerungen in den verschiedenen Bereichen des Untersuchungsgebietes in unterschiedliche Höhenlagen gebracht worden. Es ist also nicht möglich, eine fossile Küstenlinien in einer konstanten Höhenlage im Küstentiefland zu verfolgen. Frühere Arbeiten auf rein altimetrischer Grundlage mußten somit zu Fehlinterpretationen führen, als man versuchte, bestimmte Terrassenniveaus in das klassische System des marinen Quartärs im mediterranen Raum einzuordnen. Nunmehr erscheint es möglich, mittels der Schwermineralanalyse in diesem Küstengebiet Mittelitaliens, deren Aussagen im wesentlichen durch die „absolute“ Altersbestimmung bestätigt wurden, relativ schnell und sicher zu einer ersten Grobgliederung der quartären Sedimente zu kommen. Dieser ersten Analyse können dann im Einzelfall natürlich detaillierte Untersuchungen folgen.

Schriftenverzeichnis

- AMBROSETTI, P., BARTOLINI, C. & BOSI, C. (1981): L'evoluzione geologica e morfologica quaternaria dell'area adiacente la bassa valle del Fiume Fiora (Viterbo). — *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, 4: 104—124, Turin.
- ALBERTI, A., BERTINI, M., DEL BONO, G. L., NAPPI, G. & SALVATI, L. (1971): Note illustrative della Carta Geologica d'Italia F. 142 (Civitavecchia). 139 S., Neapel.
- BONADONNA, F. P. (1967): Studi sul Pleistocene del Lazio. III. Linee di costa lungo il litorale di Tarquinia (Lazio settentrionale). — *Geol. Rom.*, 6: 121—135, 8 Abb., 1 Tab.; Rom.
- CONATO, V. & DAI PRA, G. (1981): Livelli marini Pleistocenici e Neotettonica fra Civitavecchia e Tarquinia (Italia Centrale). — *Geol. Rom.*, 19: 181—194, 2 Abb., 3 Tab.; Rom.
- DAI PRA, G. (1978): Linea di costa tirreniana del litorale laziale dal Fiume Tevere a Tarquinia. — *Geol. Appl. Idrog.*, 13: 1—10, 1 Abb.; Bari.
- FAZZINI, P., GELMINI, R., MANTOVANI, M. P. & PELLEGRINI, M. (1972): Geologia dei Monti della Tolfa (Lazio settentrionale, Province de Viterbo e Roma). — *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 11(1): 65—144; Pisa.
- IKEDA, M. & OHMURA, K. (1981): Dating fossil shells with Electron Spin Resonance. — *Jour. Geol.*, 89: 247—251, 3 Abb.; Chicago.
- NICOLETTI, M., PETRUCCIANI, C., PIRO, M. & TRIGILA, R. (1979): Nuove datazioni vulsinie per uno schema di evoluzione della attività vulcanica: il quadrante nord — occidentale. — *Period. Mineral.*, 48: 153—165; Rom.

- PICHLER, H. (1970): Italienische Vulkangebiete I. — Sammlung Geologischer Führer, 51: 258 S., 48 Abb., 9 Tab., 9 Taf., 5 Beil.; Berlin-Stuttgart.
- RADTKE, U., HENNIG, G. J., LINKE, W. & MÜNGERSDORF, J. (1981): $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ - und ESR-dating problems of fossil shells in Pleistocene marine terraces (Northern Latium, Central Italy). — *Quaternaria*, 23: 37–50, 4 Abb., 3 Tab.; Rom.
- , HENNIG, G. J. & MANGINI, A. (1982): Untersuchung zur Chronostratigraphie mariner Terrassen in Mittelitalien — $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ - und ESR-Datierungen an fossilen Muscheln. — *Eiszeitalter und Gegenwart*, 32: 49–56, 1 Abb., 2 Tab.; Öhringen/ Württ.
- (1983a): Genese und Altersstellung der marinen Terrassen zwischen Civitavecchia und Monte Argentario (Mittelitalien) unter besonderer Berücksichtigung der Elektronenspin-Resonanz-Altersbestimmungsmethode. — *Düsseldorfer Geographische Schriften*, 22: 180 S., 50 Abb., 11 Tab., 29 Photos, 2 Beil.; Düsseldorf.
- (1983b): Elektronenspin-Resonanz-Altersdatierungen fossiler Mollusken in 'Beachrock'-Generationen Latiums, Mittelitalien. — *Essener Geographische Arbeiten*, 6: 201–215, 8 Abb., 1 Tab.; Paderborn.

Manuskript eingegangen Dezember 1983, Nachträge Januar 1984

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	34	43—86 37 Abb.	<i>Hannover 1984</i>
----------------------------------	----	------------------	----------------------

Vorbericht über die Untersuchungen an der Faustkeilstation Şhremuz in der südöstlichen Türkei

GERD ALBRECHT, HEIDI ENGELHARDT, HANSJÜRGEN MÜLLER-BECK,
GÜNTHER UNRATH & İŞİN YALÇINKAYA *

Inventory, hand-axe site, artifact, gravel, glaci, Paleolithic, reconstruction, landscape.
East Anatolia, Şhremuz

Kurzfassung: Nach Vorarbeiten 1977 und 1979 wurden im Bereich der paläolithischen Fundstelle Şhremuz im Jahre 1982 zwei Grabungskampagnen von je zwei Monaten durchgeführt. Es konnten zwei archäologische Komplexe in unterschiedlicher geologischer Lagerung festgestellt werden:

- a) Silexabschläge und Faustkeile im obersten aufgeschlossenen Schotter des Keluşk-Baches, eines Euphratzuflusses. Dieser Seitentalschotter ist korrelierbar mit einem etwa 60 m über der heutigen Talaue liegenden Euphratschotter.
- b) „Mittelpaläolithische“ Inventare in einem über den Keluşk-Schottern liegenden Glaci, weitgehend nur aus Oberflächenfunden bekannt. Sie sind aufgrund ihrer Einlagerung jünger als der „Faustkeilkomplex“.

Die Inventare mit Faustkeilen sind einem entwickelten faustkeilführenden Paläolithikum zuzurechnen. Auf sie ist die vorliegende Untersuchung konzentriert.

Die durch die Silexartefakte belegten zahlreichen Begehungen des alten Keluşk-Bettes durch den paläolithischen Menschen haben ihre Ursache u.a. in einem hohen natürlichen Anteil von Silex im Schotter. Neben vollständigen Knollen liegt zahlreicher Naturbruch vor, der gegen die Stücke mit anthropogenen Bearbeitungsspuren abgegrenzt werden muß. Dabei kommt der Konfiguration der Einzelmerkmale — Dimensionen; Abbaufäche und Schlagmerkmale — die größte Bedeutung zu.

Die Bearbeitung der Steinartefakte unter funktionalen Gesichtspunkten ist ein wichtiger Teil der Untersuchungen: Die Methoden werden beschrieben. Form und Zurichtung der Faustkeile lassen makroskopisch mögliche Funktionsflächen zum tiefen Einschneiden etwa in Fleisch und mögliche Funktionskanten zum Ritzen oder flach Einschneiden erkennen. Im mikroskopischen Bereich werden an Artefakten punktuell Gebrauchsspuren faßbar, die z.B. die Benutzung eines Faustkeils sowohl zum Einschneiden in Fleisch wie auch zum Zertrümmern von Knochen belegen.

[Preliminary Report on the Investigation of the Hand-axe Site at Şhremuz in Southeast Turkey]

Abstract: After preliminary preparations in 1977 and in 1979, two excavation campaigns, each consisting of two months, were carried out in 1982 at the Şhremuz paleolithic site in southeast Turkey. Two archaeological components could be identified, each in a different geographical situation:

Anschriften der Autoren: Dr. G. Albrecht, H. Engelhardt, Prof. Dr. H. Müller-Beck, G. Unrath M.A., Institut für Urgeschichte der Universität Tübingen, Schloss, D-7400 Tübingen. — Doz. Dr. I. Yalçinkaya, Dil ve Tarih — Coğrafiya Fak., Ankara, Türkei.

- a) Flint flakes and hand-axes are found in the upper closed gravels of the Keluşk stream, a tributary of the Euphrates River. These side valley gravels can be correlated with the Euphrates gravels which lie (approximately 60 meter) above the present valley.
- b) "Middle Paleolithic" inventories were found in a "Glacis" situated above the Keluşk gravels. These are known primarily only through the surface finds. Because of their stratigraphic position, the "Middle Paleolithic" component is more recent than the hand-axe component.

The inventories with hand-axes can be attributed to a Developed Hand-axe Paleolithic. The present report concentrates primarily on these inventories.

The reason for the presence of Paleolithic populations, attested by the numerous flint artifacts, is probably due to the high frequency of siliceous materials in the gravels of the bed of the Keluşk. In addition to complete nodules, also a number of broken nodules were present. The natural breaks can be compared to anthropogenically worked materials, and through this comparison it was possible to determine the configuration of individual traits which were of importance in distinguishing between natural and anthropogenic fracturing. These traits included: dimension; flake removal surface, and flaking characteristics.

The analysis of the lithic materials with reference to their functional uses have been an important aspect of our research. The methods have been described in detail in the text of the report. In general, the form and preparations of the hand-axes have allowed to identify possible functions to be identified: functional surfaces might have been used for cutting meat deeply while functional edges could have served for incising or cutting flatly. Using microscopic methods, it has been possible to identify traces of multiple-use on individual hand-axes. Examples of such multiple use include using a hand-axe for cutting meat as well as for fragmenting bone.

[Güneydoğu Anadolu Şehremuz "Elbaltalı" Paleolitik Çağ İstasyonu]

Özet: 1977 ve 1979 hazırlık çalışmalarından sonra, 1982 yılında sekizer haftalık iki ayrı kazıyla, Şehremuz paleolitik buluntu yeri araştırılmıştır. Bu çalışmalar sırasında değişik jeolojik katmanlarda yer alan iki ayrı arkeolojik kompleks saptanmıştır:

- a) Çakmaktaşıdan yonga ve elbaltaları, Fırat nehrine karışan Keluşk Deresi'nin oluşturduğu çakılların üstünde bulunmuşlardır. Bu yan vâdi çakılları ile şimdiki vâdinin yaklaşık olarak 60 m üstünde yer alan Fırat çakılları arasında ilişki kurulabilir.
- b) "Orta Paleolitik" buluntu toplulukları, Keluşk çakıllarının üstünde yer alan bir "glacis" içinde saptanmıştır. Aslında bunlar, yalnızca yüzey buluntuları olarak bilinirler. Stratigrafik konumlarından ötürü, "Orta Paleolitik" kompleksi, "elbaltalı" kompleksten daha geç bir evreye tarihlenmektedir.

Elbaltalı buluntu toplulukları, "elbaltası içeren paleolitik" in geç bir evresine bağlanabilir. Bu rapor, esasen, bu buluntu toplulukları üzerinde yoğunlaşmıştır.

Paleolitik insanların buradaki varlığı, çok sayıdaki çakmaktaşı aletin de gösterdiği gibi, Keluşk Deresi yatağının çakılları içinde bulunan silisli hammaddenin çok bol oluşundan ileri gelmektedir. Bütün kalmış çakmaktaşı yumrularının yanı sıra, tabii olarak kırılmış örnekler de gözlenmiştir. Doğal kırılmalarla, insan eliyle yapılan yongalamaları birbirinden ayırmak gerekmektedir. Bu ayırım, boyutlar, kopuntu yüzeyi, vurgu tekniği gibi özelliklerin birlikte ele alınmasıyla gerçekleştirilmektedir.

Araştırmalarımızın önemli bir bölümünü, aletlerin fonksiyonel açıdan incelenmesi oluşturmaktadır. Elbaltalarının, çıplak gözle yapılan biçim analizlerinde, derin veya şiş kesici alan ve kenarlar saptanabilmektedir. Derin kesici alanlar, et ve benzeri nesneleri parçalamakta; şiş kesici kenarlar ise, yüzme veya buna benzer işlemlerde kullanılmaktaydı. Mikroskop altında yapılan incelemelerde ise, et kesme veya kemik kırma gibi işlemler sırasında oluşan kullanım izleri belirlenmektedir.

Inhaltsverzeichnis

1. Der Ablauf des Forschungsprojektes
2. Zur Sedimentbildung
3. Silixeinlagerung im fossilen Keluşk-Schotter
 - 3.1 Anteil am Sedimentvolumen
 - 3.2 Anteil der Artefakte unter den Silices
 - 3.3 Folgerungen über den Grad der Artefaktverlagerungen
4. Zur Unterscheidung von Artefakten und Naturbruch
5. Faustkeile von Şehremuz — Eine funktionale Morphologie
6. Mikroskopische Gebrauchsspuren auf den Silices von Şehremuz
7. Schriftenverzeichnis

1. Der Ablauf des Forschungsprojektes

(HANSJÜRGEN MÜLLER-BECK)

Im Zusammenhang mit geplanten Staudammbauten am Unteren Euphrat in der südöstlichen Türkei werden auch paläolithische Fundstätten gefährdet. Auf Einladung der zuständigen türkischen Stellen hat sich in Zusammenarbeit mit dem Prähistorischen Lehrstuhl der Universität Ankara auch das Institut für Urgeschichte der Universität Tübingen an den Sicherungsarbeiten beteiligt. Aufbauend auf einem von der Middle East Technical University, Ankara, durchgeführten Survey (ÖZDOĞAN 1977) wurde im Herbst 1979 ein erster Erkundungsabschnitt zur Klärung der Situation mit Unterstützung der Stiftung Volkswagenwerk und des Landes Baden-Württemberg unter Beteiligung der Universität Ankara realisiert. Dabei gelang der Nachweis erhaltener fundführender Seitentalschotter (ALBRECHT & MÜLLER-BECK 1982).

Auf der Basis dieser Befunde wurde ein Arbeitsprojekt entwickelt, das in dankenswerter Weise die Unterstützung der Deutschen Forschungsgemeinschaft fand. Es umfaßt zwei unterdessen abgeschlossene Ausgrabungskampagnen und eine zugehörige Auswertungskampagne, die von ein und derselben Arbeitsgruppe ausgeführt werden konnte.

Nach technischen Vorbereitungen am Ort lief die erste Ausgrabungskampagne vom 3. Mai bis zum 2. Juli 1982. Neben Prof. Dr. Hansjürgen Müller-Beck als Gesamtleiter und Dozentin Dr. İşin Yalçinkaya (Ankara) nahmen als ständige Arbeitsgruppe Dr. Gerd Albrecht (Projektassistent), Heidi Engelhardt (Archäotechnikerin) und Günther Unrath M.A. (Mikroanalytik und Fotodokumentation) teil. Der Beauftragte der türkischen Antikenverwaltung war Mus. Assistent Harun Taskiran. Er war bereits auch an den Voruntersuchungen beteiligt, wie auch die übrigen Mitarbeiter außer H. Engelhardt und G. Unrath. In der ersten Kampagne wirkten vier deutsche, acht türkische und eine griechische Studenten/tinnen sowie ein türkischer Arbeiter mit. Allerdings mußte der weitaus größere Teil der türkischen Studenten erst ausgebildet werden, da ihnen Grabungserfahrungen fehlten. Die in früheren Jahren in der Türkei bereits geschulten Studenten (während der Voruntersuchungen) standen leider nicht mehr zur Verfügung.

Total wurden von den 20 Teilnehmern 640 Arbeitstage mit einer Gesamtsumme von 5100 Stunden geleistet. Der Umfang der geologischen Sondagen mit Profilaufnahmen und Bergung der Artefakte in Quadratmeterrastern und getrennt nach geologischen Horizonten betrug 31 m² mit 24 m³ Sediment. Einzeleinmessungen wurden in ca. 8 m² mit

3 m³ Sediment ausgeführt (Abb.1). 107 Arbeitstage mit 850 Stunden sind davon für das Grabungspraktikum der türkischen Studenten in Abzug zu bringen. Dazu kamen Oberflächenabsammlungen mit 5x5 m Rastern (1/4 Ar) auf 340 m Länge vom heutigen Bach bis zum Ende der Fundstreuung auf dem ersten Plateau (Abb. 26) und ein weiteres Areal von 275 m² sowie großflächigere Erkunden bis 4 km N/NW von Şehremuz, die von Doz. I. Yalçinkaya und H. Taskiran durchgeführt wurden.



Abb. 1: Şehremuz, Stelle A5, Einzeleinmessung im fossilen Bachschotter

In dieser ersten Kampagne konnten die lokalen stratigraphischen Bedingungen weitgehend geklärt werden. Zudem wurde es möglich, die ersten Areale auch im Detail zu dokumentieren. Es wurde begonnen, die unten (Teil 4) näher beschriebenen Kategorien 1 bis 4 voneinander abzugrenzen. Die relative Einheitlichkeit des Faustkeilmaterials ließ sich bereits in der ersten Grabungskampagne bestätigen. Darüber hinaus konnte mit der mikroskopischen Funktionsanalyse der Artefakte begonnen werden.

Die zweite Kampagne lief zwischen 13. September und 11. November des gleichen Jahres nach einer zwischengeschalteten Teilauswertung unter Leitung des Berichterstatters, die in den letzten drei Wochen G. Albrecht übernahm. Bis auf I. Yalçinkaya war auch wieder die Kernmannschaft beteiligt, dazu Barbara Albrecht und Dr. Eva Schumm sowie für zwei Wochen Prof. Hellmut Völk, Heidelberg, zur Überprüfung der weiträumigeren geomorphologischen Verhältnisse. Dazu kamen drei deutsche und vier türkische Studenten sowie drei türkische Arbeiter. Vertreter der Antikenbehörde war wieder H. Taskiran.

Geleistet wurden insgesamt 550 Arbeitstage mit 4400 Stunden, wovon aber noch einmal 27 Arbeitstage mit 210 Stunden für ein ergänzendes Geländepraktikum in Abzug zu bringen sind. Neben den eigentlichen Grabungen wurden die Fundkontrolle (Fehlerberichtigung) und bereits auch weitgehend die Grundinventarisierung durchgeführt. Vor allem die sofortige Fehlerkontrolle erwies sich als sehr nützlich, da sie in größerem zeitlichen Abstand von der Grabung weit weniger effektiv erfolgen kann.

Geologische Sondagen mit Bergung der Artefakte nach m²-Raster und geologischen Horizonten wurden auf 10,75 m² mit insgesamt 16,4 m³ Kubatur ausgeführt. Einzeleinmessungen mit Ausschlämmen aller Sedimente erfolgte in 8,5 m² mit 7,1 m³ Kubatur. Dazu kamen weitere Oberflächenabsammlungen zur Sicherung der primären und noch ungestörten Fundstreuungen in drei größeren Arealen von 5000 m², 4000 m² und 1500 m². Dabei beschränkte sich die Bergung auf Stücke der Kategorie 1, diese aber vollständig.

Erstellt wurde auch die notwendige Dokumentation der wichtigsten Funde für die Antikenverwaltung. Außerdem erfolgten Begehungen der Terrassenstrukturen im Talgebiet bis zum Euphrat und ein allerdings nur begrenzter Survey auf Artefakte am Talgrund, ebenfalls bis zum Euphratufer, der nur wenige Streufunde erbrachte.

Die Ausdehnung der erhaltenen fossilen Bachschotter konnte bestimmt werden. Ein anfänglich vermutetes tieferes Schottervorkommen erwies sich als postglaziales Kolluvium, das auch — als archäologische Bestätigung — Keramikeinschlüsse führte. Der Zusammenhang der Bachschotter mit den Euphrattalschottern wurde in mehreren Horizonten bestätigt. Auf weitere archäologische Korrelationsversuche mußte verzichtet werden, da das der vorgegebene Arbeitsplan nicht erlaubte. Zudem wäre hierfür eine genauere geomorphologische Kartierung notwendig, die in der verfügbaren Zeit nicht realisierbar war.

In beiden Kampagnen wurden insgesamt 52718 Steinobjekte in ihrer Situation — in allerdings unterschiedlicher Genauigkeit — dokumentiert und registriert. Davon wurden 7003 ausgeschieden und nicht in das Endinventar aufgenommen, das dem an das Museum Adiyaman zu übergebenden Bestand entspricht. Dazu kommen zwei Scherben aus dem angeführten Kolluvium. Die Steinobjekte verteilen sich auf die von uns definierten Kategorien (s.u. Teil 4) wie folgt:

Kategorie 1 und 2 (Artefakte):	3859 Stück
davon in situ geboren:	2520 Stück
Kategorie 3 (Trümmer)	40694 Stück
Kategorie 4 (Gerölle)	1512 Stück
Unbestimmbar (unter 5 mm Mindestgröße)	6653 Stück

Die Einlagerungsbedingungen sind gut dokumentiert. Das zum Teil ausgezeichnet erhaltene Fundgut ist für ein vorderasiatisches Faustkeilinventar repräsentativ. Aus den Oberflächenfunden im Sammelstreifen läßt sich ein Mittelpaläolithikum ausgliedern. Die Verfahren der Grundproduktion sind weitgehend rekonstruierbar, ebenso die Funktion vieler Geräte über die Mikroanalyse.

Der Fundreichtum der Station Şehremuz dokumentiert sich am deutlichsten in den Oberflächenaufsammlungen. Allein in der besonders auffälligen Artefaktklasse 'Faustkeil' steckt eine solch große Formenvariabilität, daß die Vorstellung des Fundinventars in diesem Vorbericht keinen Anspruch auf Vollständigkeit besitzen kann. Die abgebildeten Artefakte sollen daher lediglich einen Eindruck von der Größe der Stücke, der morphologischen Vielfalt, der Rohmaterialbeschaffenheit und dem Erhaltungszustand des Inventars geben.

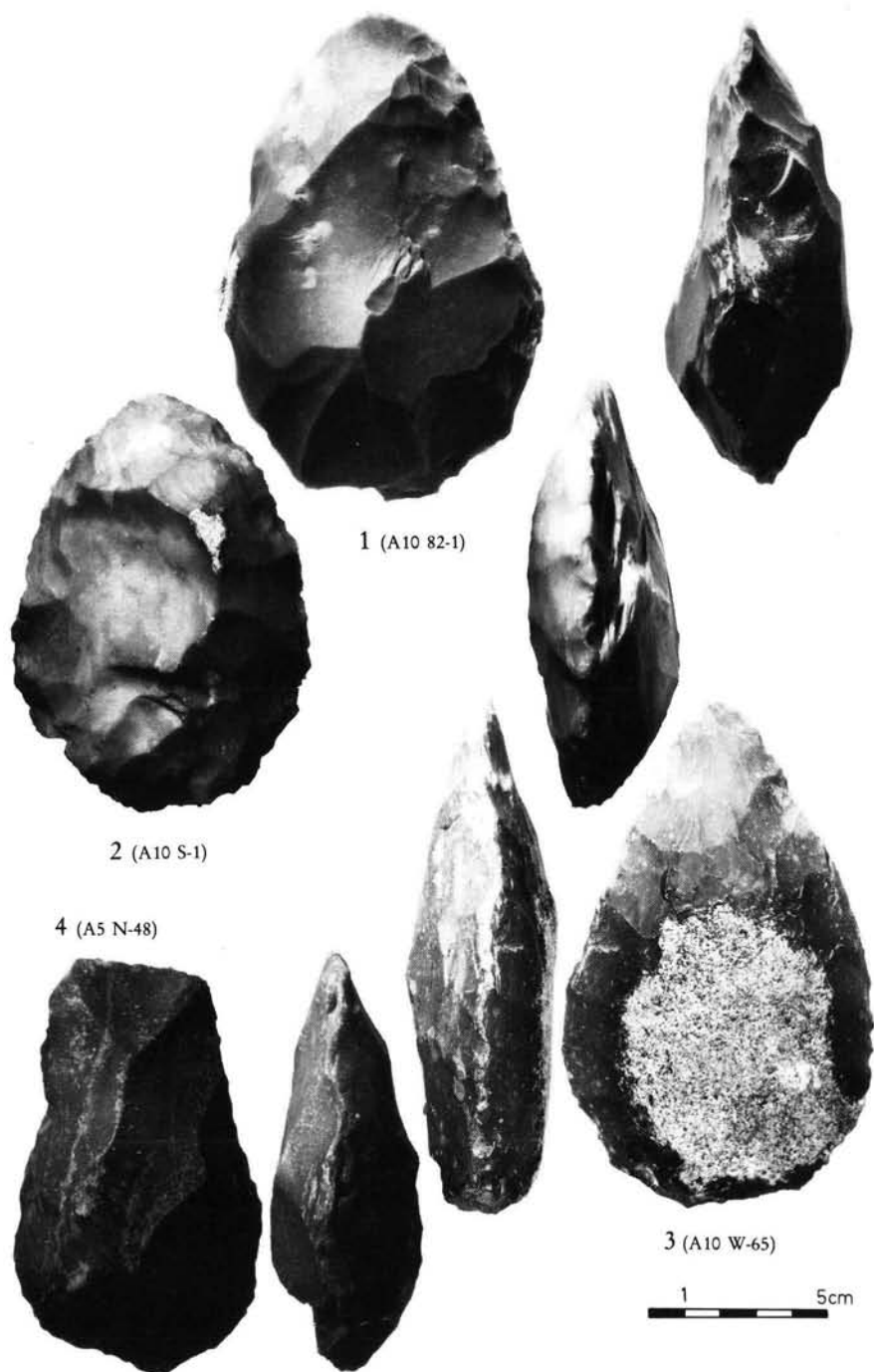


Abb. 2: Faustkeile von Şehremuz. 1: Biface amygdaloid (BORDES 1961). 2: Biface cordiforme (BORDES 1961). 3: Biface cordiforme allongé (BORDES 1961). 4: Hachereau (BORDES 1961)

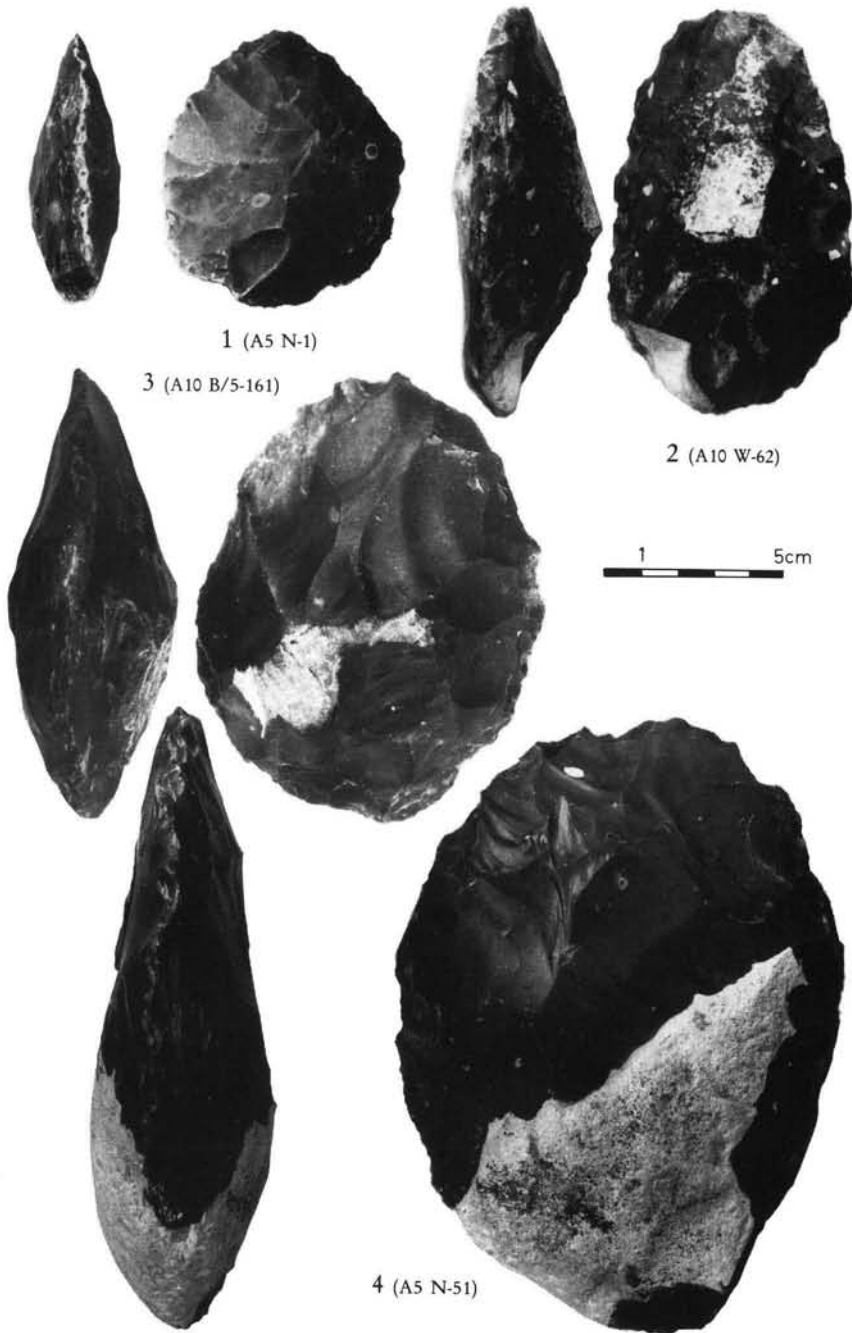


Abb. 3: Faustkeile von Şehremuz. 1: Biface subcordiforme (BORDES 1961) mit symmetrisch angelegten Basiskerben. 2: Limande (BORDES 1961). 3: Biface discoid (BORDES 1961). 4: Biface ovulaire (BORDES 1961)

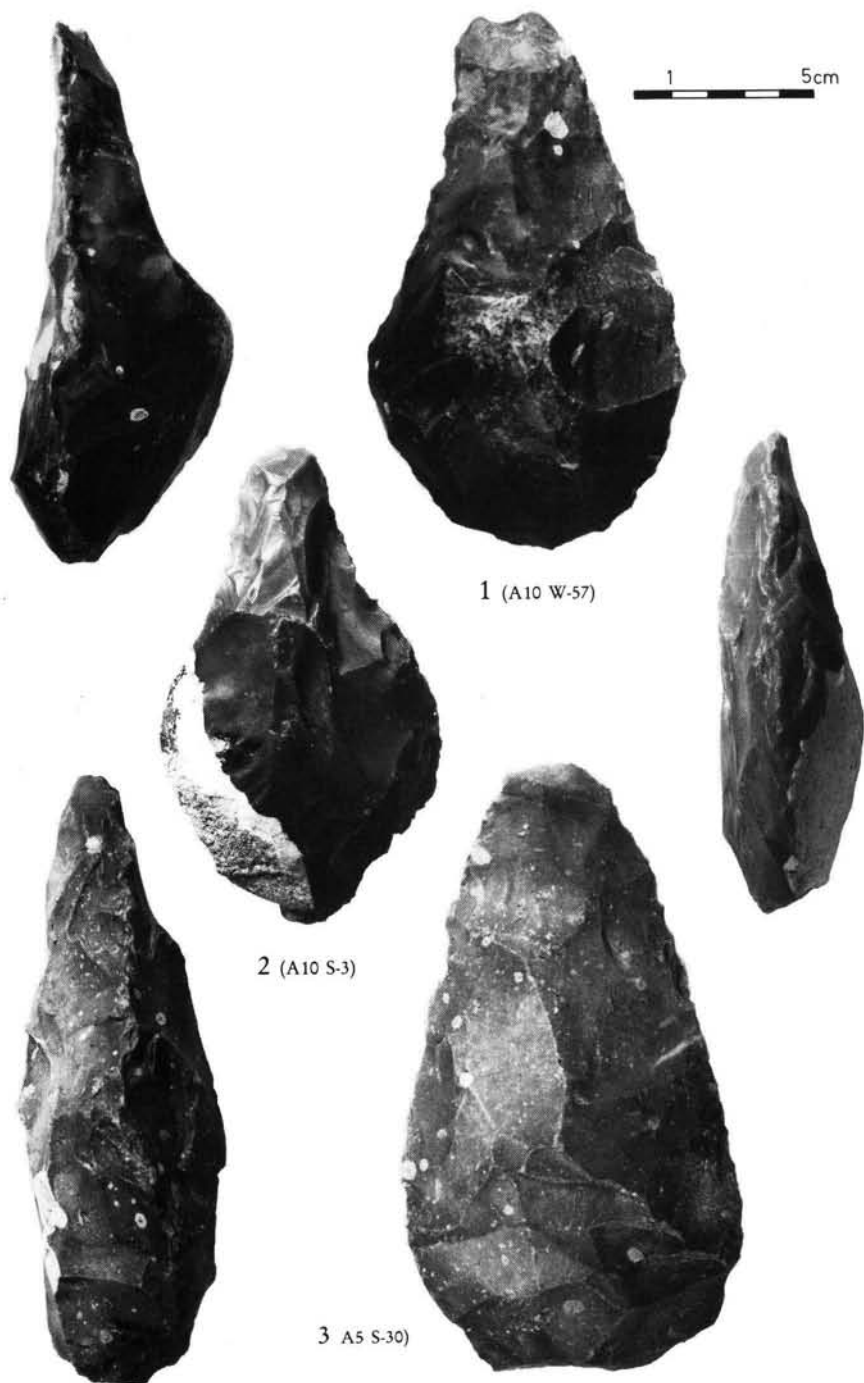


Abb. 4: Faustkeile von Şehremuz. 1: Biface microquien (BORDES 1961). 2: Ficron (BORDES 1961). 3: Biface lancéolé (BORDES 1961)

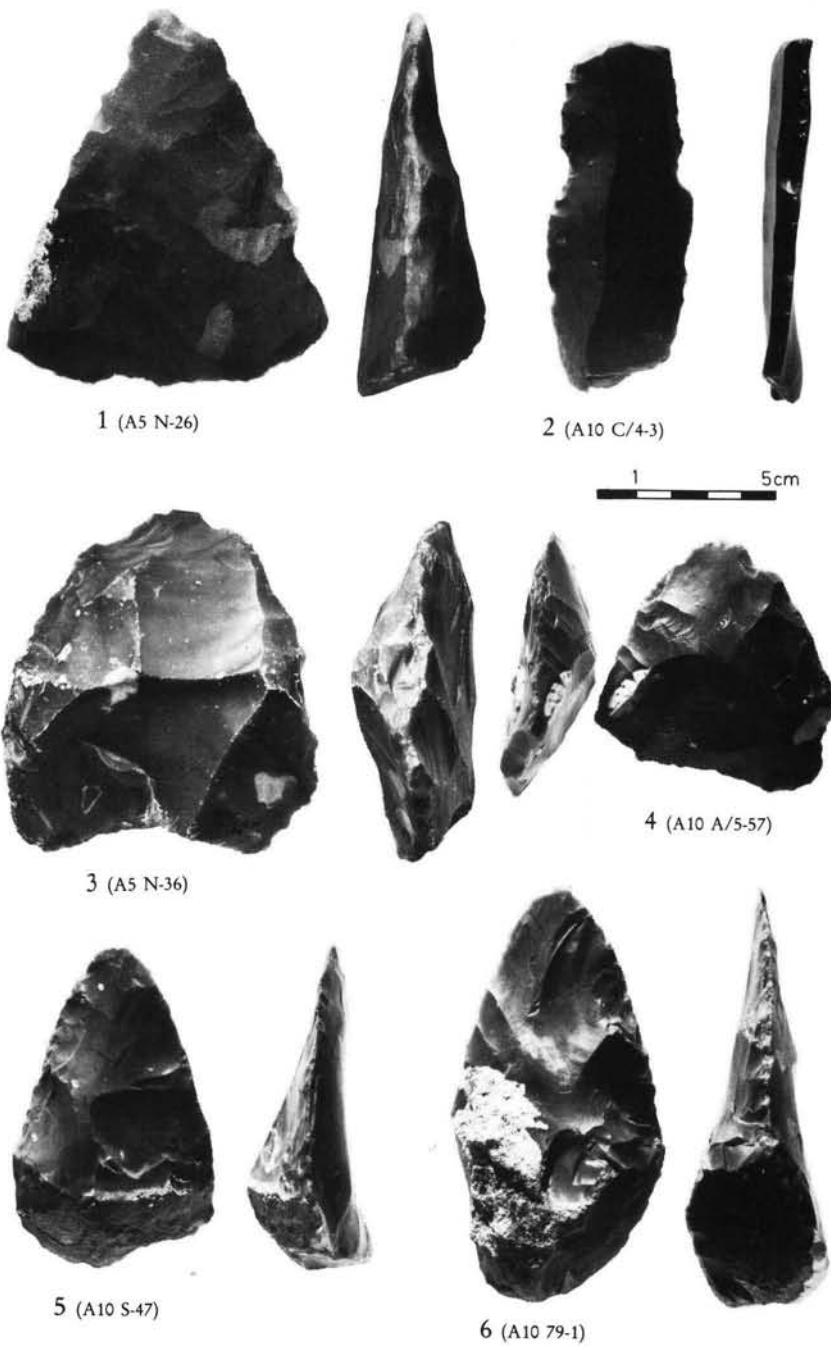


Abb. 5: Artefakte von Şehremuz. 1: Biface triangulaire (BORDES 1961). 2: "Klingenkratzer" mit Latealkerben. 3: nachgearbeitete Faustkeilspitze (kernartig). 4: nachgearbeitete Faustkeilspitze. 5: Faustkeil mit blattförmiger Spitze. 6: Faustkeil mit blattförmiger Spitze

Der Einfachheit wegen wurde entsprechend der Typenbeschreibung von BORDES (1961) für jeden Typus ein Exemplar ausgewählt (Abb. 2; 3; 4; 5.1). Daneben treten einige Formen als Besonderheiten auf (Abb. 5.2 bis 5.6).

Die Situation Şehremuz kann als typische Bildung paläolithischer Streuhorizonte in einem unruhig abgelagerten Seitentalschotter angesehen werden. Die Schotter führen Gerölle und Trümmer aus demselben Silex, aus dem auch die Artefakte gefertigt wurden, und ermöglichen daher eine systematische Differenzierung zwischen Natur- und Planprodukten. Regelrechte alte Oberflächen und damit geschlossene Begehungshorizonte konnten in den angelegten Schnitten nicht beobachtet werden.

Die Auswertung der gewonnenen Daten wird von der erwähnten Kernmannschaft, zum Teil auch in der Station Ankara des DAI, seit Schluß der Feldarbeiten durchgeführt. Ihr Abschluß wird weitgehend noch 1984 möglich sein, so daß ein erster Band der geplanten Monographie schon im Herbst 1984 druckfertig vorliegen wird. Ein weiterer, vor allem über die Funktionsanalyse der Geräte, wird im Frühjahr 1985 fertiggestellt sein. Die folgenden Einzelbeiträge behandeln bereits die meisten der darzustellenden Kapitel als einführende Übersichten zur Vorinformation.

2. Zur Sedimentbildung

(HANSJÜRGEN MÜLLER-BECK)

Die paläolithische Fundstelle Şehremuz liegt in einem der vom Euphrat durchflossenen Becken an der Südbasis des Taurus mit einer mittleren Flußhöhe von 400 m über NN. Das Becken ist zugleich die Siedlungskammer des antiken Samosata (jetzt Samsat), die über Jahrhunderte künstlich bewässert wurde, heute aber nur noch eine relativ schmale Flußoase ist, die allenfalls zusätzliche Bewässerung in den Mündungsbereichen der relativ kurzen Seitentaltäler erfährt. Dort liegen auch die eher meist kleinen modernen Siedlungen. Im Hinterland wird Trockenfeldbau mit Weizen und Linsen betrieben. Anhaltende Schäden entstehen in den marginalen Trockenzonen durch Kleinviehbeweidung, wo vor allem seit der extensiven Haltung von Ziegen das Aufkommen jeder regenerierenden Vegetation verhindert wird.

Die Abflußverhältnisse in den Oberläufen und Mittelläufen der Seitenbäche entsprechen den Verhältnissen in sehr trockenen, vegetationsarmen Steppen. Stärkere Regen fließen schnell ab und es kommt in den Bachbetten zu plötzlichen Hochwässern, die trotz der an sich geringen Jahresniederschlagsmengen zu starken Verlagerungen des dort vorhandenen Blockschotters führen.

Als Fazies ähneln die fossilen Seitentalschotter des Keluşk, in denen die paläolithischen Funde "in situ" nachgewiesen werden konnten, den heutigen Erscheinungen weitgehend. Die Maximalgröße der beobachteten Blöcke in den ergrabenen Seitentalschottern erreicht nicht die heutige. Dies dürfte dafür sprechen, daß die Vegetationsverhältnisse und damit die biotische Grundproduktivität günstiger waren als bei der heutigen Überweidung und Aufpflügung des Oberbodens.

Schon bei der ersten Kartierung im Herbst 1979 konnte die Verbreitung der kristallinen Euphratschotter weiträumig aufgenommen werden (Abb. 6). Außerdem gelang es, im Keluşk-Hamışkan-Tal nördlich von Hacıhalilan die dort vorliegenden paläolithischen Funde mit einem kalkigen Seitentaltalblockschotter-Komplex in Verbindung zu bringen.

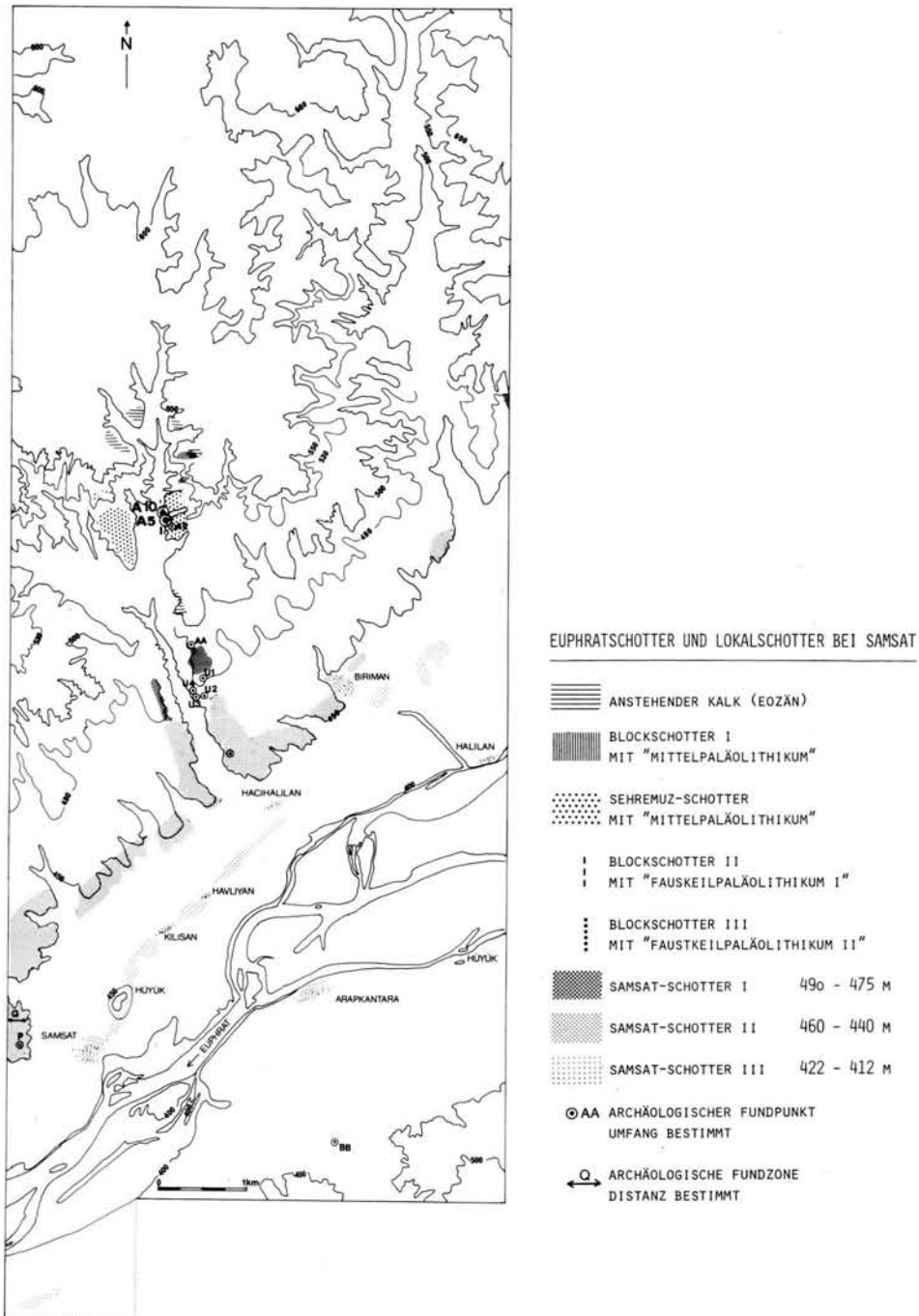


Abb. 6: Şehremuz, Schottergrundkartierung 1979 des Kelušk — Hamiškantaes bis zum Euphrat;
Fundstellen A 5 und A 10

Da eine planmäßige Grabung noch nicht möglich war, wurden nach der Höhengsituation insgesamt drei unterschiedliche Blockschotter ausgeschieden (I–III), von denen der höchste mit „mittelpaläolithischen“, die beiden tieferen dagegen mit „faustkeilpaläolithischen“ Oberflächenfunden in Zusammenhang standen (ALBRECHT & MÜLLER-BECK 1982).

Erst durch die Ausgrabungen 1982 konnte die Situation der Funde in den alten Seitenschottern endgültig geklärt werden, wie das auch der Aufgabenstellung entsprach. Von Bedeutung sind hier vor allem die Geoschnitte (ohne Einmessung der einzelnen Fundobjekte, aber mit Dokumentation der stratigraphischen Situation) und die eigentlichen Grabungsflächen (mit Einmessung der Einzelobjekte in unterschiedlicher Intensität) im Bereich der Fundstellen A 5 - A 6 und A 10 (Abb. 7). Wichtig ist dabei, daß im Bereich von A 6 der vermutete „Blockschotter III“ lediglich ein postglaziales Hangkolluvium ist, das zwar ältere Blockschotterelemente und Artefakte des „Faustkeilpaläolithikums“ enthält, aber keinen

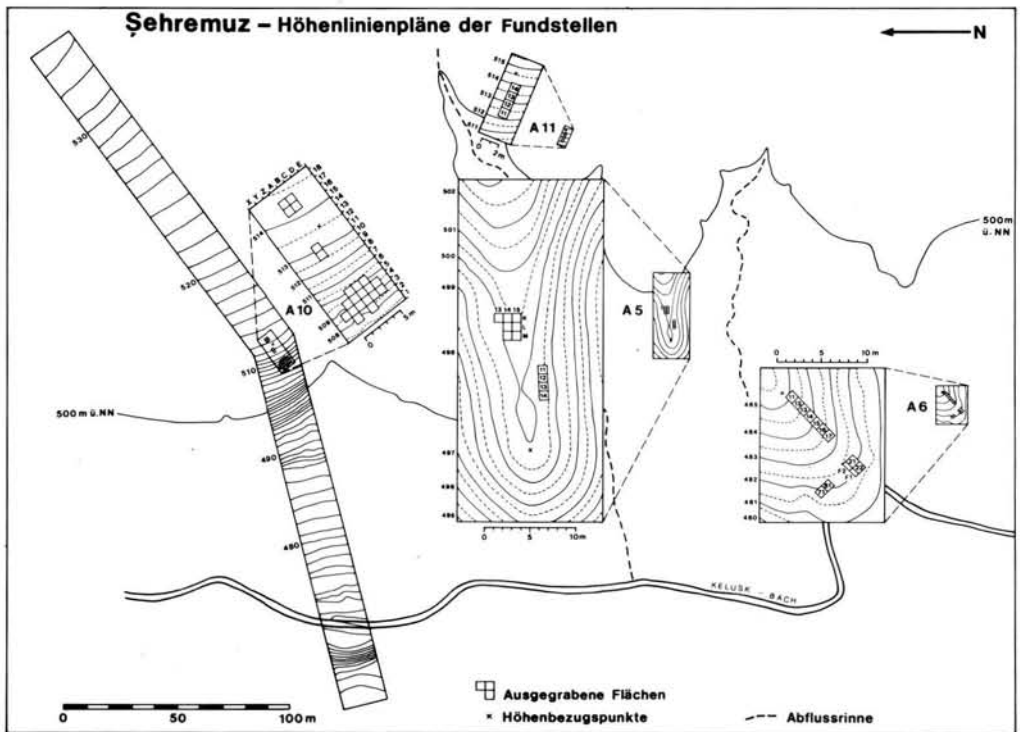


Abb. 7: Şehremuz, Höhenlinienplan der 1982 gegrabenen Fundstellen

primären Seitenschotter darstellt. Das wurde auch durch die miteinsedimentierten Scherben bestätigt — sowie durch die sedimentologische Situation in den aufgenommenen Profilen —, die eine einfache Ware repräsentieren. Leider sind die Fragmente so klein, daß nicht entscheidbar ist, ob es sich um prähistorische oder historische Scherben handelt. Doch ist dies von nachgeordneter Bedeutung im Zusammenhang mit den Zeitdifferenzen, um die es hier geht.



Abb. 8: Şehremuz, Lage der Fundstellen A 5 und A 10 im Gelände am Osthang des Keluşktales

Dagegen handelt es sich an den Fundstellen A 5 und A 10 (Abb. 7 und Abb. 8) um einen einzigen Blockschotter (bisher II/1979), der in den ergrabenen Profilen ganz eindeutig als relativ schnell gebildeter primärer Seitentalschotter anzusprechen ist. Dieser Schotter wird von jetzt ab als **Keluşschotter I** bezeichnet, der offenbar mit dem bisher als Samsatschotter I angesprochenen Haupttalschotter zu korrelieren ist.

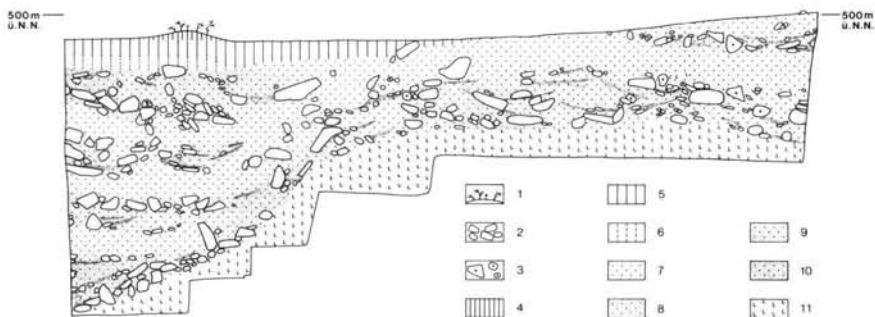


Abb. 9: Şehremuz, Geoschnitt in Stelle A 5, fossiler Bachschotter quer geschnitten. Legende: 1. Pflanzenbewuchs; 2. Kalkstein; 3. Silex; 4. Humus (Oberboden); 5. Unterboden; 6. Infiltrationszone; 7. Schluffiger Feinsand; 8. Schluffiger Mittelsand; 9. Schluff mit Sand; 10. Toniger Schluff mit Sand; 11. Anstehender Ton; M. 1:40

In der Fundstelle A5 ist der Keluşkschotter I quer zum Tal geschnitten (Abb. 9). Größere und feinere Lagen wechseln ab. Die Matrix besteht aus Ton (bis über 40%), Schluff (zwischen 15 bis 40%) und Sand (8 bis über 50%). Die eingebetteten Kalkgerölle zeigen variable Verrundung, desgleichen die miteingelagerten Silexgerölle, die ebenfalls aus den anstehenden tertiären Kalken stammen. Beides Folgen variierender Fließgeschwindigkeiten.

Die Grabungsfläche in A10 liegt mit dem Hauptprofil des Geoschnittes längs zur Schüttrichtung des Keluşkschotter I (Abb. 10), der hier erhebliche Blockgrößen führt.

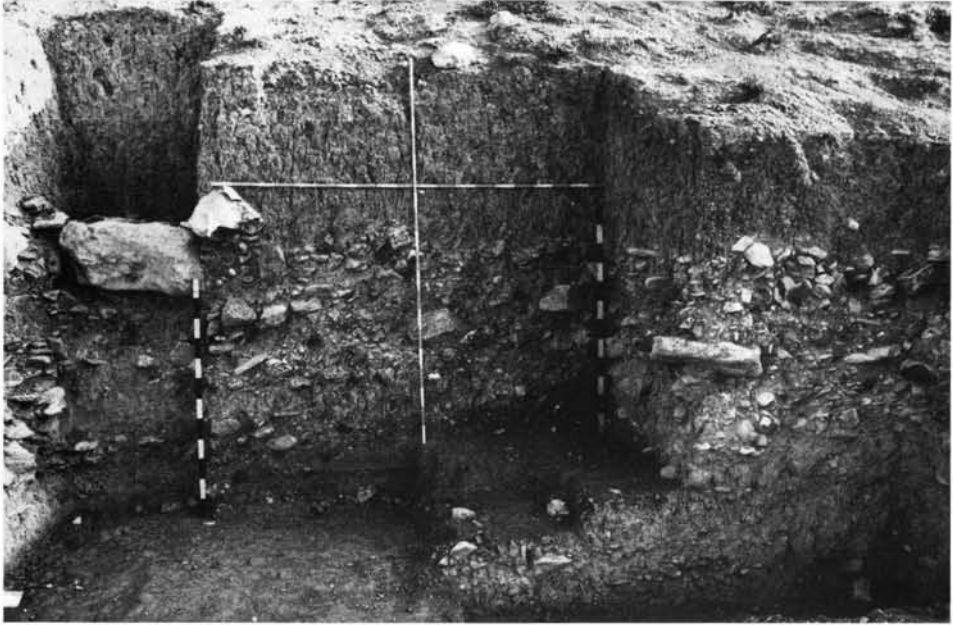


Abb. 10: Şehremuz, Grabung an der Stelle A10, fossiler Bachschotter in Fließrichtung (nach rechts) geschnitten

In den anstehenden Keluşkschottern I ist das Faustkeilpaläolithikum synsedimentär eingebettet. Die Artefaktstreuung selbst ist relativ locker, genauere Zahlen dazu und vor allem auch zu Abtrennung von Artefakten und Nichtartefakten aus Silex werden noch erarbeitet und vorgelegt werden. Die tatsächlichen Artefakte der Kategorien 1 und 2 (vgl. Teile 4, 5 und 6) sind zum Teil stärker verrollt, zum Teil aber auch verblüffend gut erhalten und allenfalls nur über sehr kurze Strecken transportiert. Das spricht dafür, daß zumindest Teile der geborgenen Inventare nur in sehr geringer Entfernung von ihrer letzten Benutzung in die Keluşkschotter I eingebettet wurden und dort ohne weitere sekundäre Verlagerung auch eingebettet blieben. Eine Sequenz, die anderswo nicht unbedingt immer so klar nachzuweisen ist.

Auf die tatsächliche Zeitstellung der Seitentalschotter und der zugehörigen Haupttalschotter soll hier nicht weiter eingegangen werden. Vom archäologischen Standpunkt aus

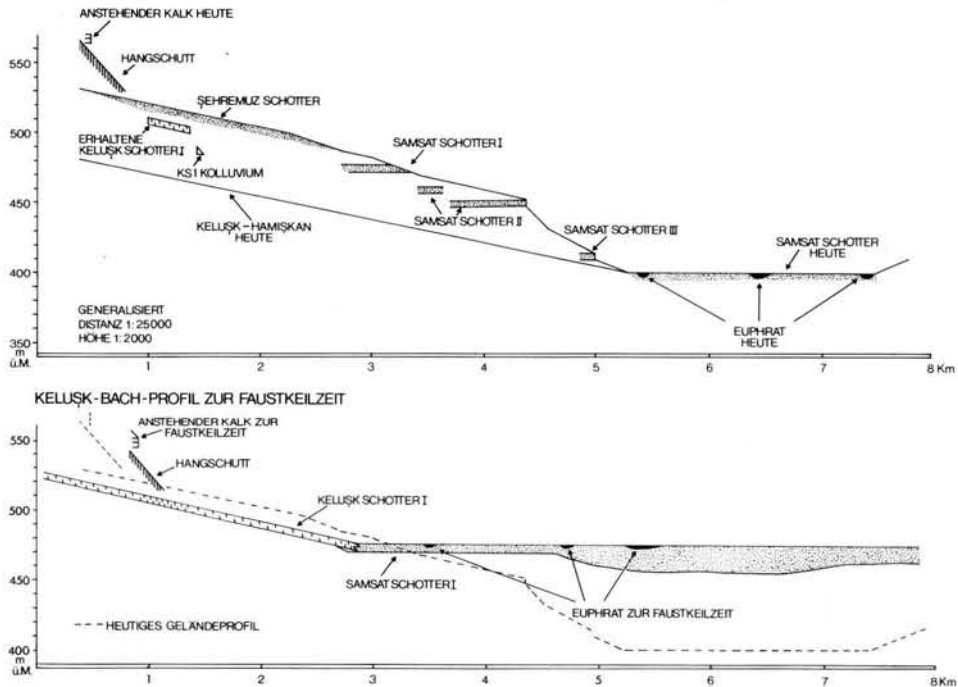


Abb. 11: Şehremuz, Befund des Keluşk — Hamışkan — Profils 1982 und Rekonstruktion der Bachlaufsituation in der Faustkeilzeit

gehören sie jedenfalls in die Zeit des entwickelteren „Faustkeilpaläolithikums“, das sie datiert. Die Gesamtsituation läßt sich von den Grabungen 1982 her rekonstruieren (Abb. 11). Die tiefer liegenden Samsatschotter wurden später gebildet. Die heutigen Samsatschotter verbinden sich mit dem heutigen Keluşk-Hamışkan-Lauf zu einem zusammenhängenden System. Der erhaltene Keluşkschotter I hat fast 40 m über dem heutigen Lauf ein nahezu identisches Gefälle. Er steht im Zusammenhang mit dem Samsatschotter I, dessen Nordgrenze damals etwa 2,0 km südlich von Şehremuz lag, während die heutigen Euphratschotter etwas über 5 km entfernt bereits enden und das überspülte Strombett insgesamt erheblich schmaler ist.

In einem Rekonstruktionsversuch (Abb. 12) ist die Fundstelle Şehremuz von der eigentlichen Flußauflage nur wenig weit entfernt. An den Hängen stehen Feuersteinrohmaterialien in großem Umfang zur Verfügung, die für die Geräteherstellung genutzt werden können. Die weite flache Talauflage des Euphrats selbst war sicher vegetations- und wildreich. Auch Sammelpflanzen waren verfügbar, bis hinein in die Seitentäler mit der dort zu vermutenden lockeren Galerievegetation. Die Jagd in den Seitentälern war sicher mit Wildwechsell verbunden, die vom trockenen Hinterland zum wasserreichen Haupttal führten. Bestimmbare Reste der Wirbeltierfaunen konnten nicht geborgen werden.

Abschließend darf sicher gesagt werden, daß es gelungen ist, die Einbettungsvorgänge in der Station Şehremuz in ihren Hauptzügen zu klären. Die hier gemachten Erfahrungen dürften geeignet sein, ähnliche Arbeiten im Bereich des Euphrat selbst oder ähnlich

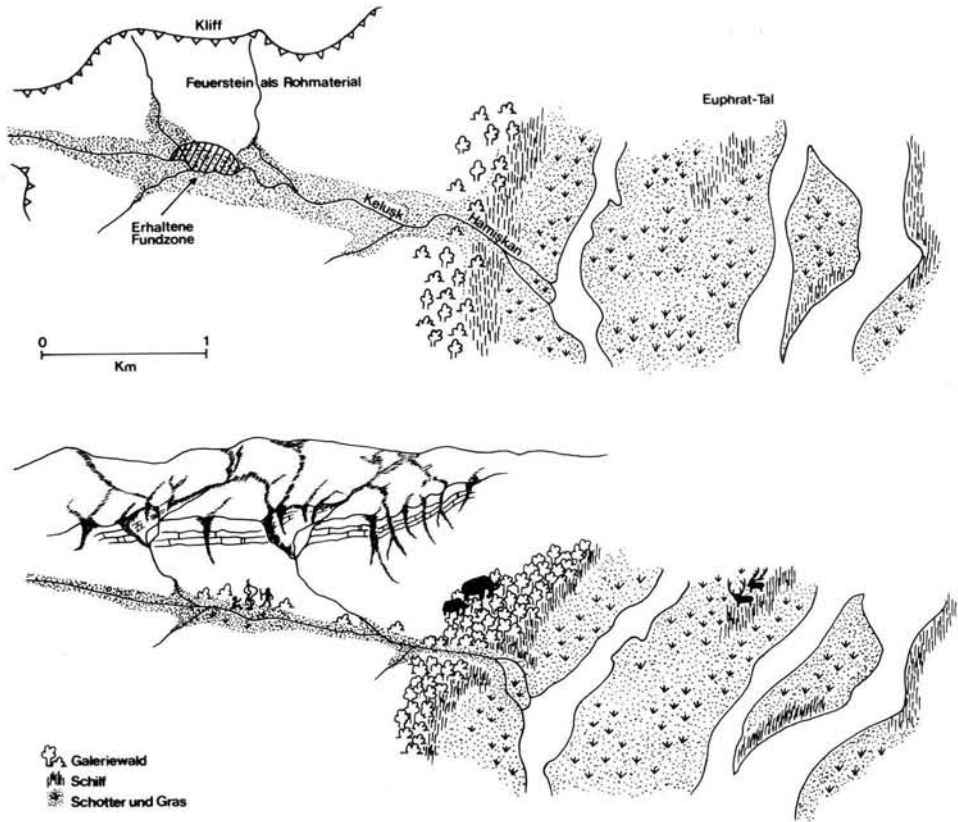


Abb. 12: Şehremuz, Rekonstruktion der Landschaft zur Faustkeilzeit

gearteter Stromsysteme gezielter anzusetzen. Die archäologische Interpretation wird in Zusammenfassung aller Ergebnisse durchzuführen sein.

Für die Vermittlung der angeführten Sedimentanalysen hat der Berichterstatter Prof. Erhard Bibus vom Geographischen Institut der Universität Tübingen zu danken, ebenso Prof. Hellmut Völk, Heidelberg und Prof. Oguz Erol für die Diskussionen zur allgemeinen Statigraphie, die 1984 noch durch Detailuntersuchungen ausgebaut werden sollen.

3. Silexeinlagerungen im fossilen Keluşk-Schotter

(GERD ALBRECHT & HEIDI ENGELHARDT)

3.1. Anteil am Sedimentvolumen

Die einzelnen Geologischen Horizonte (GH) sind in Şehremuz verschiedene Schüttungsphasen eines relativ kurzen Aufschotterungsvorganges, unterschiedlich in der Zusammensetzung des herangeführten Materials, besonders was die Korngrößen des Kalkgerölls und den mergeligen Anteil betrifft. Die Herkunft des Kalkes aus gebankten Formationen

mit einem hohen Anteil an Silex — als Knollenlagen oder in massiven Bändern ausgebildet — bedingt natürlich eine reichliche Beimengung von Silex, geschätzt auf bis zu einem Drittel des Schotters. Es wird davon ausgegangen, daß dieser Silexanteil im Schotter relativ konstant ist, Änderungen im Silexanteil also synchron zu Änderungen des übrigen Kalkanteils verlaufen. Dies gilt für das aufgeschlossene alte Bachbett des Keluşk in A 5 und A 10. Somit gibt der Volumenanteil von Silex im Sediment gleichzeitig das Verhältnis Schotter zu Feinsediment an.

Die Ausgrabungstechnik bestand im schrittweisen Tiefergehen in künstlichen Abtragungseinheiten, in von uns sogenannten Archäologischen Horizonten (AH) von durchschnittlich 10 cm Mächtigkeit. Dabei wurde auf die Geologischen Horizonte Rücksicht genommen, d.h. es wurde, wenn möglich, beim Wechsel des Geologischen Horizontes mit einer neuen Abtragung, einem neuen AH, begonnen. Die Abtragungseinheiten geben die Möglichkeit, auch innerhalb eines Geologischen Horizontes Verhältnisse und daraus resultierende Tendenzen festzustellen, was den Anteil des Silex — hier stehend für Kalkschotter — zum Feinsediment betrifft. Dies ist nur möglich geworden durch das Sammeln aller Silices, auch der Silexgerölle, während der Ausgrabung und durch das Ausschlämmen des Sediments viertelquadratmeterweise durch Siebe mit einer Maschenweite von 1,5 mm.

Für zwei Quadratmeter, für L/14 an der Stelle A 5 und Z/4 an der Stelle A 10, wurde das Verhältnis Silex zu Gesamtsediment in einzelnen bestimmt (Abb. 13 und 15). Die Gesamtgewichte aller Silices einer Grabungseinheit, geteilt durch das durchschnittliche spezifische Gewicht des Feuersteins von $2,5 \text{ g/cm}^3$, ergeben das Volumen, dessen Prozentwert in den Abbildungen angegeben ist. Die Viertelquadrate sind zuerst getrennt aufgeführt und werden dann zusammengefaßt zum vollständigen Quadratmeter: Hier sind dann jeweils die Gewichte der Silices pro Archäologischem Horizont (AH) angegeben. Zusätzlich erscheint noch eine Aufstellung der Prozentwerte nach Geologischen Einheiten (GH), die verschiedene AH umfassen können. Das Volumen des gesamten Sediments einer Grabungseinheit läßt sich entweder über das Volumen des nach Eimern (10 Liter) bestimmten Schlämmaterials zuzüglich der aussortierten Funde bestimmen; oder besser noch, und das ist hier geschehen, mit weniger Fehlerquellen nach der genauen Einmessung im jeweiligen Viertelquadrat vor und nach der Abtragung eines Archäologischen Horizontes.

Die folgenden Aussagen werden aufgrund des Silexanteiles, der in den Abbildungen dargestellt ist, für das gesamte Verhältnis des Schotters zum Feinsediment gemacht.

A 5, L/14 (Abb. 13):

Bis zu neun Abtragungen — AH 1, 2, 4—10 — in fünf Geologischen Horizonten sind unterschieden. Nach einem oberflächennahen Horizont, dessen Schuttanteil wohl mehr auf das Ausblasen von Feinsediment und der Akkumulation von gröberen Bestandteilen zurückzuführen ist (AH1; GH1), folgt mit dem AH2—GH1 + 1a ein nur sehr wenig mit Schutt durchsetztes Feinsediment. Darunter schließt sich mit dem GH2 ein etwa 15 cm mächtiges Schotterband an, bei dem zur Basis hin der Grobanteil zunimmt. Getrennt durch eine Zone mit geringem Schotteranteil, GH2—3 (dies entspricht dem GH1b in den übrigen Quadraten), wird die Bachsedimentfolge in A 5 durch ein mächtiges Schotterpaket GH3 abgeschlossen, das zur Basis hin dieselbe Tendenz einer Zunahme des Grobanteils zeigt. Insgesamt gesehen ist der Grobanteil hier doppelt so hoch wie im GH2. Das Liegende wird durch Mergel gebildet, die im oberen Teil fluviatil aufgearbeitet sind. Zu bemerken ist, daß die Verhältnisse in der Quadratmetereinheit L/14 sich auch in allen Viertelquadraten widerspiegeln, jedes Viertelquadrat also mehr oder weniger typisch für die Abfolge in A 5 ist.

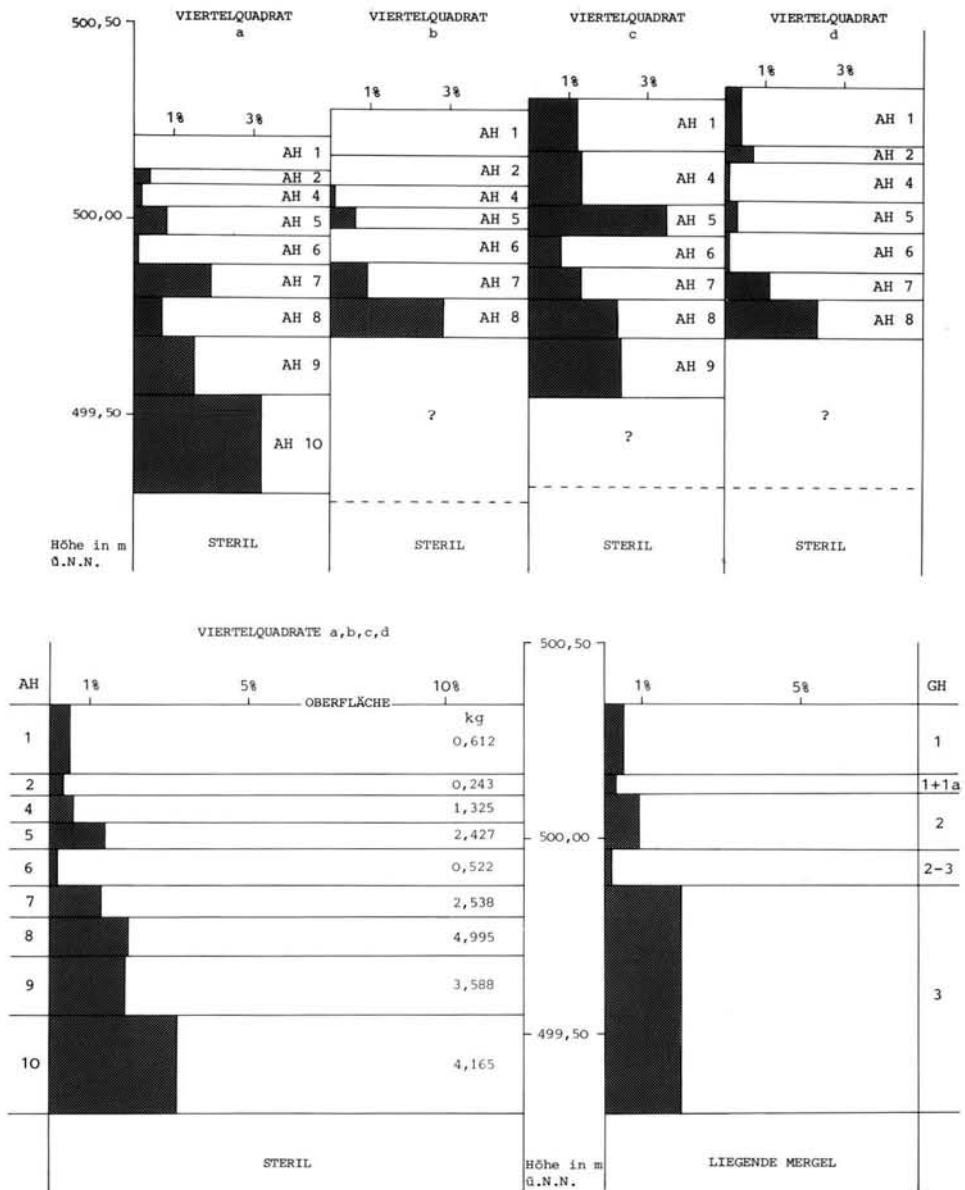


Abb. 13: Şehremuz, Stelle A5, Quadrat L/14. Verhältnis des Raumvolumens Silex zu dem Raumvolumen der Ausgrabungseinheiten

Leider ist im Nachbarquadrat die Fundaufnahme in den oberen drei Abtragungen nicht differenziert genug erfolgt, außerdem wurde das Liegende hier bei weitem nicht erreicht (Abb. 14). Es ist so nur eine insgesamt größere Schotterdichte feststellbar, das heißt nach S hin nimmt der Grobanteil im fossilen Bachbett an dieser Stelle zu.

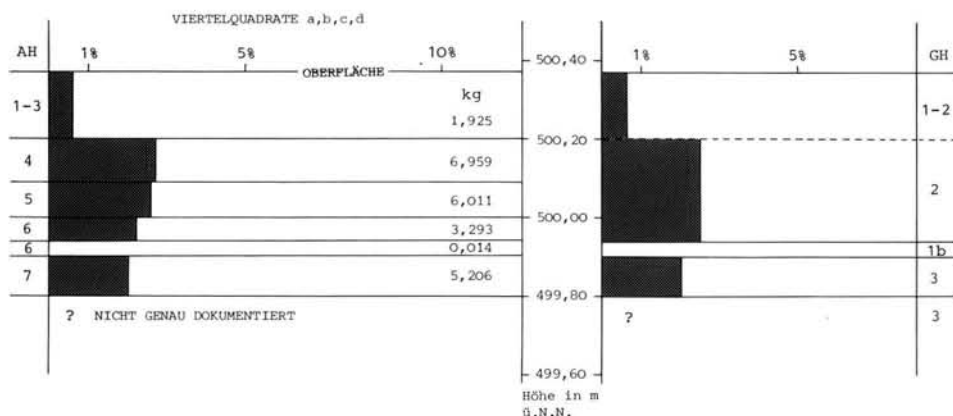


Abb. 14: Şehremuz, Stelle A5, Quadrat M/14. Verhältnis des Raumvolumens Silex zu dem Raumvolumen der Ausgrabungseinheiten

A10, Z/4 (Abb. 15):

An der Stelle A10 ist die gesamte Abfolge des alten Bachschotters am vollständigsten in Quadrat Z/4 untersucht worden (Abb. 15): Nach einer relativ geröllfreien Packung aus Feinsediment (AH 1–3, GH1), deren Oberfläche wie in L/14 in A5 und wohl aus denselben Gründen eine leichte Anreicherung von Grobmaterial zeigt, folgt in mächtiger Lagerung ein sehr unregelmäßig gegliederter Schotter. Er zeigt weder einen zweiteiligen Aufbau wie in L/14, noch stimmt die Situation in den Viertelquadranten untereinander und mit dem Gesamtbild im Quadrat überein. Betrachtet man nur das Gesamtbild, so erscheinen mit den Einheiten GH2, GH3 und GH4 drei Aufschotterungsphasen vorzuliegen, bei denen jeweils der Grobanteil nach oben hin zunimmt — im Gegensatz zu den genau umgekehrten Verhältnissen in L/14. Ein Vergleich mit dem nur zwei Meter entfernten Quadrat B/5 zeigt jedoch schnell, daß dieses Gesamtbild ein zufälliges ist. Hier ist nämlich im GH2 der Grobanteil an der Basis am größten (Abb. 16); außerdem ist der GH2 weniger geröllreich wie der mit 6 % Silexanteil extrem grobschotterige GH3, in Z/4 dagegen ist der GH2 geröllreicher. In B/5 ist die Trennung zwischen dem GH2 und GH3 durch ein Feinsedimentband (AH9) ebenso deutlich wie in den beiden untersuchten Quadranten von A5; in Z/4 ist sie nicht vorhanden. Gemeinsam ist den Quadranten Z/4 und B/5 an der Stelle A10 die große Unregelmäßigkeit der Verhältnisse in den einzelnen Viertelquadranten und der insgesamt viel größere Grobanteil im Vergleich zu den Quadranten an der Stelle A5. In einem Viertelquadrat von B/5 wurden in der Abtragung AH8 über 25 % Silexvolumen gemessen, ein extremer Anteil, bei dem man von einem „Silexschotter“ sprechen könnte.

Als Ergebnis dieser Untersuchungen ist festzuhalten, daß die Sedimentationsvorgänge an den beiden untersuchten Stellen verschieden waren und ein anderes Schotterbild ergaben, sei es aufgrund der unterschiedlichen großräumigen Lage im alten Bachbett (denkbar wäre für A10 eine Prallhanglage mit großem Grobmaterialanfall beim Zuschüttungsvorgang, für A5 eine ruhigere Sedimentation an einer geraden Bachstrecke), oder wegen sehr stark wechselnder Verhältnisse auf engstem Raum, typisch für einen solchen Seitentalschotter. Um einer dieser beiden Möglichkeiten den Vorzug zu geben, ist die Stichprobe, besonders aus A5, nicht umfangreich genug.

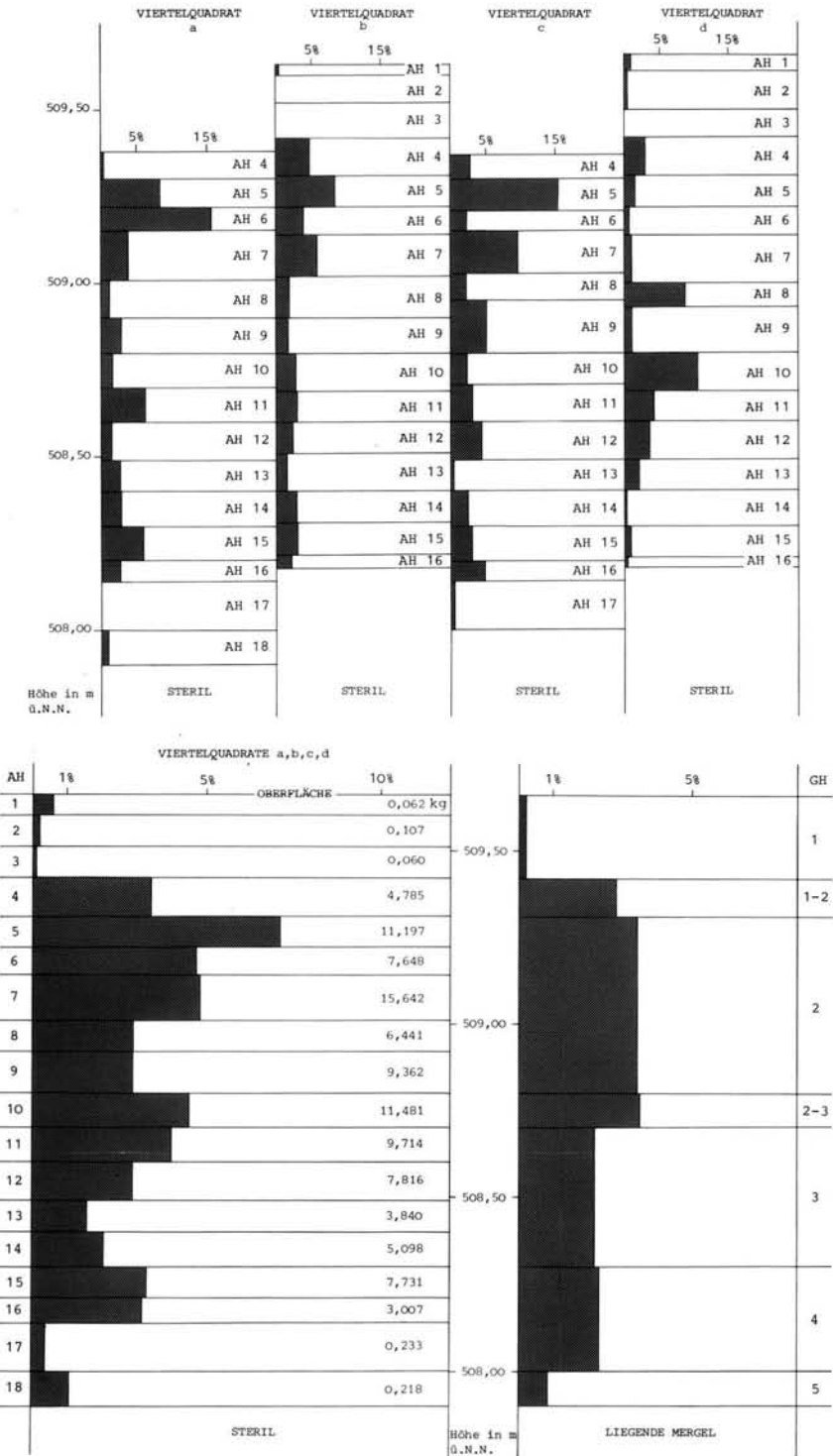


Abb. 15: Şehremuz, Stelle A10, Quadrat Z/4. Verhältnis des Raumvolumens Silex zu dem Raumvolumen der Ausgrabungseinheiten

der Artefakte das Verhältnis Werkzeuge — Nichtwerkzeuge stabilisiert. Dies gilt für jede primäre Lagerstätte einzeln; kompliziert wird die Beurteilung der sekundären Einlagerung aber bei mehreren primären Ausgangslagern in räumlicher Verteilung und bei wiederholten Umlagerungen von Artefakten ganz unterschiedlicher Zeitstellung. In den alten Kuluş-Schottern von Şhremuz ist mit beiden Komplikationen zu rechnen: Zum ersten wurden zu etwa der gleichen Zeit oder, besser gesagt, während einer Sedimentationsphase mehrere Siedlungen vom faustkeilbenutzenden Menschen im Einzugsgebiet oberhalb der heutigen Fundstelle angelegt; zum zweiten werden bis heutzutage immer wieder Artefaktlagerstätten, primäre oder sekundäre, durch Hangerosion freigelegt und ihre Bestandteile in den Umlagerungsprozess einbezogen.

Aus diesen Gründen kann nicht ohne Vorbehalt von dem Verhältnis Artefakte — Nichtartefakte auf das Vorliegen einer mehr sekundären Lagerung oder auf eher in situ befindliche Siedlungsreste geschlossen werden. Nichtsdestoweniger ist eine solche Untersuchung angebracht, um erst einmal mögliche Unterschiede festzustellen: Bei weit von den ursprünglichen Lagerstätten gelegenen sekundären Fundstellen hätte der oben genannte Mechanismus zu einem stabilen, gleichmäßigen Verhältnis geführt. Bei einem Großteil der Siliçes ist der Grad der Abrollung untersucht worden, der vielleicht ein besserer Indikator für das Vorhandensein von in situ-Funden ist. In Zusammenhang mit dem Artefaktanteil müßten sich genügend gut belegte Aussagen machen lassen.

A5 (Abb. 17 und 19):

In L/14 ist der alte Schotter, wie schon mehrfach erwähnt, bis zum Liegenden aufgeschlossen und somit mehr oder weniger vollständig zu beurteilen (Abb. 17). Einen Artefaktanteil von fast 4 % enthalten die Geologischen Horizonte GH1 und GH3; im GH2 ist der

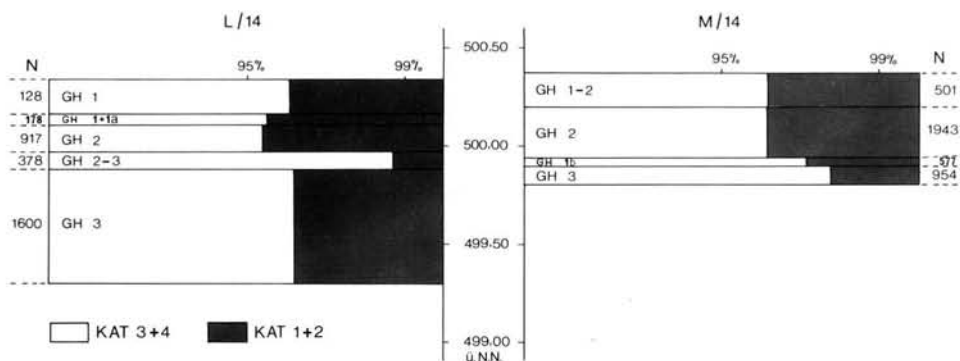


Abb. 17: Şhremuz, Stelle A5. Verhältnis der Funde Kategorie 1+2 (Artefakte) zu Kategorie 3+4 (Nichtartefakte)

Werkzeuganteil auf über 4,5 % erhöht. Der Übergangshorizont zwischen GH1 und GH2 (GH1 + 1a) soll hier unberücksichtigt bleiben, auffallend ist indessen das starke Zurückgehen des Werkzeuganteils auf wenig über 1% im Übergangsbereich zwischen GH2 und GH3. Es kann dafür eigentlich nur ein anderer Einzugsbereich des hier abgelagerten Sediments verantwortlich gemacht werden, das sich als Feinsedimentband zwischen die Schotter GH2 und GH3 schiebt. Das Nachbarquadrat M/14 ist zum Liegenden hin nur unvollständig aufgeschlossen, und so ist der GH3 nur sehr bedingt beurteilbar. Es ist aber auch hier festzustellen daß der Werkzeuganteil im GH2 höher ist als im oberen Teil von GH3.

Man kann also vermuten, daß an der Stelle A5 der Artefaktanteil im GH2 durch etwas andere Bildungsmodalitäten zustande gekommen ist als im GH3.

Diese Vermutung wird sehr deutlich bestätigt durch die Beobachtung des Abrollungsgrades (Abb. 19). Im GH2 der Quadrate L/14 und M/14 sind jeweils mehr als doppelt so viele Artefakte ohne Verrundungsspuren als im GH3. Auch der Anteil der unbeschädigten Werkzeuge im GH2 des Quadrates M/13 liegt mit über 50 % sehr hoch, leider ist hier der GH3 nicht aufgeschlossen. Die von den relativ weit entfernten natürlichen Lagerstätten stammenden Silexstücke der Kategorie 3 zeigen dagegen in den verschiedenen Horizonten und Quadraten einen ähnlichen Abrollungsgrad und entsprechen hierin auch allen untersuchten Einheiten der Stelle A10.

Daß in der Kategorie 3 sehr viel mehr Stücke keine Abrollungsspuren zeigen als durchschnittlich in den Kategorien 1 und 2, liegt an den stärker einer Bestoßung ausgesetzten, im Regelfall flachen und scharfkantigen artefiziellen Abschlagformen im Gegensatz zu den oft trümmerartigen, mehr runden Silexstücken der Kategorie 3, bei denen Verrundungsspuren auch schwer nachzuweisen sind; außerdem findet ja die natürliche „Produktion“ der Stücke Kategorie 3 bei der Umlagerung im Bachbett statt, das heißt, der Anteil frischer Stücke „in situ zerschlagen“ sollte relativ hoch und — bei ähnlichem Schotterkörper — einheitlich sein.

A10 (Abb. 18 und 19):

Betrachten wir zunächst die Verhältnisse in Quadrat B/5, so ist auch hier der Anteil der Artefakte im GH2 etwas höher als im GH3 (Abb. 18), außerdem ist — wie in A5 — der Werkzeuganteil in der aus Feinsediment gebildeten Zwischenzone GH3AB sehr gering. Im Quadrat Z/4 allerdings verwischen sich die Unterschiede: In allen zum Schotterkörper gehörenden Horizonten ist der Werkzeuganteil etwa gleich. Die Zwischenzone zwischen

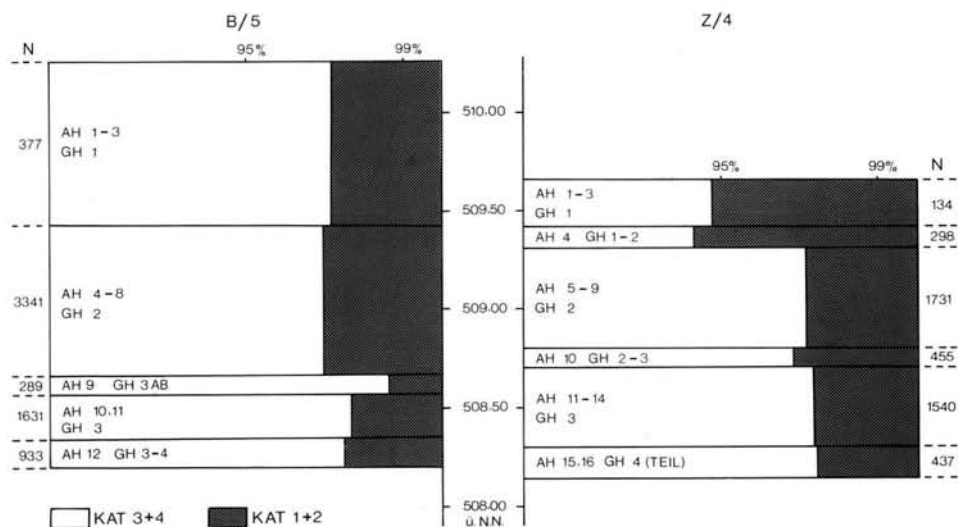


Abb. 18: Şehremuz, Stelle A10. Verhältnis der Funde Kategorie 1+2 (Artefakte) zu Kategorie 3+4 (Nichtartefakte)

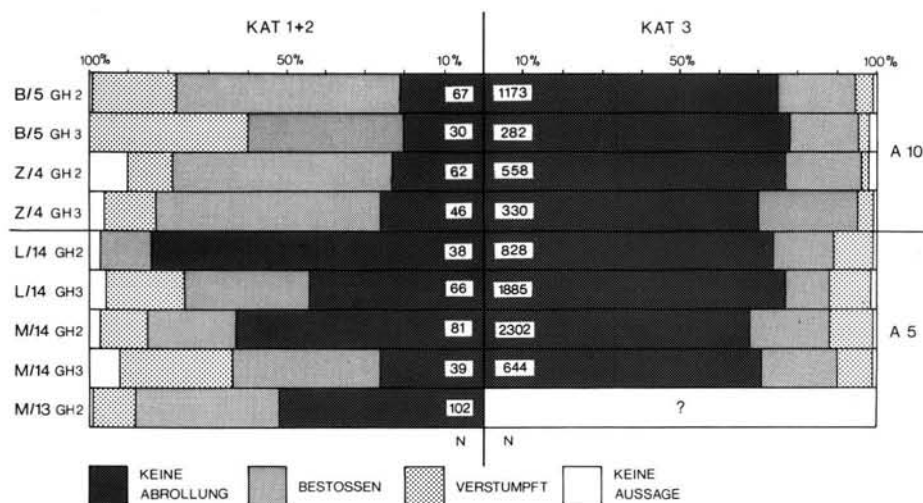


Abb. 19: Şehremuz, Stellen A5 und A10. Grad der Abrollung

GH2 und GH3 ist hier kein Feinsedimentband, sondern als besonders geröllreicher Horizont ausgebildet (Abb. 15), sie zeigt einen leicht erhöhten Werkzeuganteil. Der Abrollungsgrad (Abb. 19) der Artefakte aus A10 jedoch zeigt kaum Unterschiede zwischen den Horizonten GH2 und GH3 in den beiden Quadraten, der Anteil der unbeschädigten Artefakte liegt bei nur 20 %; das heißt, es ist hier mit sehr intensivem Transport der meisten Werkzeuge zu rechnen, gleichmäßig in allen untersuchten Teilen des alten Keloşk-Schotter an diese Stelle.

Das den Schotter überdeckende Feinsediment GH1 hat mit den Keloşk-Ablagerungen nichts zu tun, es handelt sich um Material von der obersten Glaciterrasse des Euphrats, das bis heute durch Erosion auf den Hängen der Seitentäler angelagert wird. Soweit sich die hier gemachten Funde beurteilen lassen, liegt kein faustkeilführendes Paläolithikum in diesem Horizont vor, sondern ein „Mittel“-Paläolithikum mit ausgeprägter Schildkerntechnik. Der Artefaktanteil im GH1 ist auf der Abb. 18 mit aufgeführt, es werden hier aber nicht die vorhandenen Unterschiede diskutiert, da erstens nur sehr wenige Silices aus diesem Sediment überhaupt vorliegen und zweitens mit ganz anderen Ein- und Umlagerungsbedingungen als im alten Bachbett zu rechnen ist.

3.3. Folgerungen über den Grad der Artefaktverlagerungen

Zuerst muß festgehalten werden, daß alle bisher ausgegrabenen Inventare im alten Bachschotter des Keloşk mehr oder weniger verlagert sind und — wenn überhaupt — nur Einzelstücke in situ gefunden wurden. Dies zeigt sich auch am Fehlen von Faunenresten: Im Falle von urmenschlichen Aktivitäten im Bachbett während einer Aufschotterungsphase hätten Knochen zum Teil eingebettet werden und erhalten bleiben müssen. Ein einzelner kleiner Zahnlamellensplitter eines Bovinen (?) fand sich an der Basis des GH3 in L/14, er ist stark korrodiert und ein Zufallsfund.

Es ist anzunehmen, daß in keinem Fall an irgendeiner Stelle ein abgeschlossenes Inventar — sei es auch verlagert — aufgefunden wurde. Es handelt sich nicht um mehr oder weniger weit transportierte Reste eines Rast- und Schlagplatzes einer Urmenschengruppe, vielmehr ist die Artefaktstreuung im fossilen Koluşk-Schotter von Şehremuz das Ergebnis zahlreicher Siedlungsvorgänge an verschiedenen Stellen des Bachsystems oberhalb der heutigen Fundstellen.

Es lassen sich jedoch aufgrund der vorgestellten Untersuchungen auch einige positive Aussagen machen:

- a) Zumindest ein großer Teil der Artefakte im GH2 an der Stelle A5 ist nur wenig verlagert, hier ist am ehesten eine Übereinstimmung zwischen den aufgefundenen Silices und dem Inventar eines einzelnen Siedlungsvorganges anzunehmen. Dieser Siedlungsvorgang muß in geringer Entfernung von A5 stattgefunden haben, höchstens 150 m — dem Abstand zu der Stelle A10 — oberhalb der Fundstelle, wahrscheinlich aber nur einige Meter entfernt. Gemischt sind diese wenig transportierten Stücke aber immer mit substratähnlich über den ganzen Schotter verteilten, weit verlagerten Artefakten.
- b) Zwischen den Stellen A10 und A5 müssen sich vor und zur Bildungszeit des gesamten Schotters mehr urgeschichtliche Siedlungen befunden haben als in einem ähnlich großen Abschnitt oberhalb von A10 — die höheren Anteile und die geringere Abrollung der Artefakte in A5 zeigen dies deutlich.
- c) Alle Artefakte aus dem alten Koluşk-Schotter von Şehremuz und die Bildung des Schotters selbst sind älter als die umgelagerten Glacissedimente (GH1) mit „mittel“-paläolithischen Einschlüssen an dieser Stelle: Die Feinsedimentlagen im Schotterkörper selbst haben eine andere Genese als der überlagernde Horizont GH1 in A10, was nicht nur durch allgemeinstratigraphische Überlegungen, sondern auch durch die ganz anderen Artefaktanteile in diesen Sedimenten belegt wird.

Eine eventuelle Weiterarbeit in Şehremuz sollte möglichst im Randbereich des fossilen Baches, an Strecken mit ruhiger Sedimentation, erfolgen. Hier wäre sogar die Erhaltung größerer Knochenmengen möglich. Mit der oberhalb von A6 gelegenen Stelle A4 (siehe Abb. 7), an der der Schotterkörper leider noch fragmentarischer erhalten ist wie in A5, wäre ein solches günstiges Ausgrabungsareal vielleicht gegeben.

4. Zur Unterscheidung von Artefakten und Naturbruch

(GERD ALBRECHT, HEIDI ENGELHARDT, HANSJÜRGEN MÜLLER-BECK, GÜNTHER UNRATH)

Die im Bereich der Fundstelle Şehremuz vorkommenden Schotter bestehen neben Kalk zu einem hohen Prozentsatz aus Silexknollen. Lagerstätten dieses Feuersteins liegen im anstehenden Kalk als Bänder ausgeprägt nur wenige hundert Meter talaufwärts der Fundstelle. Beim Transport durch den Koluşk-Bach kam und kommt es neben der Zerstörung der Kalkbrocken auch zum Aufschlagen der Silexknollen (Abb. 20). Diesen natürlichen Vorgang von den Spuren menschlicher Aktivität zu trennen, ist ein schwieriges Problem bei den Fundinventaren von Şehremuz. Die Artefakte liegen verstreut in einem alten Schotterkörper des Koluşk zwischen Naturprodukten: bestoßenen und angeschlagenen, ja selbst wie retuschiert erscheinenden Silexbruchstücken.

Nach Kenntnis des Materials und in langer Diskussion wurden Kriterien zur Unterscheidung Artefakt — Naturbruch erarbeitet. Es erschien sinnvoll, vier Kategorien



Abb. 20: Natürlich aufgeschlagener Silex im heutigen Bett des Keluşkbaches

(siehe unten) zu bilden, und alle Silices der Fundstelle, die bei der Plangrabung ja ausnahmslos geborgen wurden, diesen Kategorien zuzuordnen.

Dabei sind einige Voraussetzungen zu beachten:

- a) Die Grenzen zwischen den einzelnen Kategorien sind fließend, trotz aller Merkmalfestsetzungen bleibt ein nicht unerheblicher Spielraum der subjektiven Beurteilung. Wir haben die Erfahrung gemacht, daß die Unterschiede in der Zuordnung bei den verschiedenen Bearbeitern in jedem Fall unter $\pm 10\%$ lagen; bei den vier beteiligten Personen, die in der Steinschlagtechnik erfahren sind, sogar unter $\pm 5\%$. Obwohl diese Unterschiede gering sind, dürfen sie nicht vernachlässigt werden, es wurden daher alle endgültigen Zuordnungen von ein und derselben Person (G. ALBRECHT) vorgenommen. Doch selbst bei dem einzelnen Bearbeiter ergeben sich abweichende Beurteilungen, wenn die verschiedenen Aufnahmephasen zeitlich weit auseinander liegen. So sind zu Anfang der Untersuchungen sehr viel mehr Trümmerstücke und ähnliches der Kategorie 4 (siehe unten) zugeordnet worden als ein Jahr später. Ebenso muß man davon ausgehen, daß etwa 1–2% der den potentiellen Artefakten (Kategorie 2) zugeordneten Stücke nach einem Jahr von demselben Bearbeiter eher den wahrscheinlichen Naturprodukten (Kategorie 3) zugezählt würden. Dies alles soll deutlich machen, daß es eine Sicherheit der Zuordnung in den Übergangsbereichen nicht gibt und aufgrund der unten aufgeführten Unterscheidungskriterien, die sehr viele Beurteilungen von Qualitäten enthalten, auch nicht geben kann.

- b) Durch Naturbruch entstandene Abschlüge können alle die Merkmale besitzen, die auch die Artefakte kennzeichnen. Bei Bestoßungen von Silex im Bachbett zum Beispiel kommt es häufig zu Zerlegungen an solchen Kanten mit günstigen „Abbauwinkeln“, die vom Menschen ebenfalls ausgewählt werden. Ein Unterschied besteht erst einmal nur in den Dimensionen der Stücke: Für die Schotter im Bach spielt die Größe des potentiellen Abbaublocks und die erreichbare Länge eines zu produzierenden Abschlages keine Rolle, während der Mensch nicht beliebig unhandliche Stücke aussuchen wird. Außerdem wird er die möglichen Abbauf Flächen auf ihre Länge und sonstige Beschaffenheit (Spaltflächen, Unregelmäßigkeiten in der Dichte des Materials, etc.) prüfen müssen — diese Vorstellung ist vielleicht zu leichtfertig von dem Verhalten des heutigen Steinschlägers auf den Neandertaler von Şehremuz übertragen, immerhin spricht aber z.B. die Rohmaterialauswahl für vorausschauende Überlegungen dieser Art.

Die Abschlagmerkmale sind also zu unterscheiden nach solchen, die dem Naturbruch und den Artefakten gemein sind (günstiger Abbauwinkel, Reduktion bzw. Aussplitterung der Kante zwischen Schlag- und Abbauf läche), und den eher artefaktspezifischen (geeignete Abbauf läche, Dimension des Stückes etc.).

Ein Aufsatz von L. W. PATTERSON (1983) beschäftigt sich ebenfalls mit dem Problem der Bestimmung von Artefaktmerkmalen, die auf planmäßig eingesetzte Schläge zurückgehen. Er legt in diesem Zusammenhang allerdings noch keine systematische Untersuchung vor, wie wir sie hier versuchen. Seine Überlegungen betreffen Stationen, in denen man versucht, Spuren des postulierten frühen amerikanischen Paläolithikums von Pseudoartefakten, die durch Naturbruch entstanden sind, zu trennen. Das ist einmal Calico, wo die fraglichen Stücke in einem geröllreichen Schotterkegel vorkommen, in dem von vorneherein mit Naturbruch zu rechnen ist. Allerdings sind in den oberen Horizonten offenbar zugleich einzelne wirklich gut gearbeitete Artefakte des „Manix Lake-Komplexes“ mit eingelagert (MÜLLER-BECK 1983), die wir zumindest unserer Kategorie 2 zuordnen müssen. Ähnlich ist es bei anderen Oberflächenstationen, die für ein relativ hohes Alter menschlicher Tätigkeit in Nordamerika in Anspruch genommen worden sind. So ergab sich etwa bei einer Begehung der Ufer des San Marcos River südlich von Austin/Texas im Jahre 1963, daß sich die Zahl der Pseudoartefakte jeweils unterhalb der Einmündung von Seitenbächen häufte, was auch einer Zunahme der Gerölle in diesem Bereich entsprach. Ein Zusammenhang, der doch ohne weiteren Zweifel für eine Produktion dieser Stücke unserer Kategorie 3 (wahrscheinliche Naturprodukte) durch die zeitweilig sehr plötzlich Hochwasser führenden Seitenbäche spricht. Auch hier tauchten aber gelegentlich Objekte auf, die offensichtlich aus ausgespülten und umgelagerten archaischen Inventaren stammten. Kein Wunder, daß der „San-Marcos-Komplex“ auf dem Internationalen Prähistorikerkongreß in Rom 1962 einiges Aufsehen erregte, als er dort als vermeintlich „altertümliche“ Einheit vorgelegt wurde. Leider ist damals keine genauere Dokumentation vorgenommen worden, aber das ließe sich leicht nachholen. Offenbar dokumentiert sich damit ein Regelfall, der immer wieder in Steppen- und Trockengebieten mit plötzlichem Flutregen zu beobachten ist, wo Schotter plötzlich hohen Schlagbeanspruchungen ausgesetzt werden. Das gilt natürlich überhaupt für Flüsse mit kurzzeitigen Wasseranstiegen und entsprechend dramatischer Transportdynamik, wie etwa für den Neckar und die dort davon abhängigen Probleme der Maurer Funde (RUST 1956). Systematische Untersuchungen derartiger natürlicher Bruchvorgänge lägen freilich außerhalb der eigentlichen Aufgaben der Archäologie. Sie geht besser von der anderen Seite, den Artefakten, aus, wie wir das hier versuchen. Freilich bleibt einzuräumen, daß entsprechende sedimentologische Arbeiten zur Klärung der Frage beitragen können, welche Kräfte bei derartigen natürlichen Transportschlägen wirksam werden. Das würde letztendlich auch zu Abschätzungen von Abfluvvorgängen in ariden Gebieten führen. Ebenfalls sollte dadurch eine bessere Bestimmung der Grenze zwischen unseren Kategorien 3

(wahrscheinliche Naturprodukte) und 4 (mit höchster Wahrscheinlichkeit Naturprodukte) möglich werden. Doch gerade das ist ja ein Unsicherheitsbereich jenseits menschlicher Tätigkeit auf der Strecke von natürlichen „Trümmern“ zu tatsächlichen „Geröllen“.

Die wichtigste Rolle bei der Zuordnung eines Stückes spielt seine Gesamterscheinung, von uns Konfiguration genannt. Diese Konfiguration wird als Qualität gesehen, die sich entsprechend unvollständig quantifizieren läßt.

Die einzelnen Merkmale können demnach nicht als alleinstehende und ausschließlich entscheidende Werte angesehen werden, sondern ergeben erst in ihrer Kombination ein besser gesichertes Urteil.

Da alle Merkmale fließende Übergänge in ihrer Ausprägung besitzen, kann die Wertigkeit des Einzelmerkmals in jedem Kombinationsfall wechseln. So wird die Wertigkeit z.B. durch die metrische Größe des Stückes entschieden. Stücke kleiner als 7,5 mm Längsausdehnung (bei 0,1 mm Meßgenauigkeit) wurden zwar erst nach den hier aufgeführten Argumenten den wahrscheinlichen Artefakten zugeordnet und ihre Grunddaten (Grundmasse, Rohmaterial, Beschaffenheit der Oberfläche und Abrollungsgrad) vollständig aufgenommen. Im Fortgang der Auswertung wurden sie aber für die Dimensionsberechnungen und für die Schlagflächenaufnahme nicht berücksichtigt.

Außerdem ist nach Abschluß der Bestimmungsarbeiten festgestellt worden, daß die Priorität der Merkmalsbeobachtung auf der Abbau- bzw. Dorsalfläche und der Schlagfläche oder -plattform liegt. Demnach ist es nicht möglich, durch eine rein additive Behandlung der Einzelmerkmale bei Erreichen einer bestimmten Grenzzahl in jedem Fall ein klares Urteil zugunsten der menschlichen Herstellung zu fällen. Die Merkmalsliste gibt dem Bearbeiter einen Leitfaden in die Hand, welche Beobachtungen er im einzelnen Fall zur Entscheidung heranzuziehen hat.

Bei der Erstbegutachtung eines Silexinventars betrachtet man die Stücke zunächst vom ganzheitlich-subjektiven Standpunkt und versucht dann, sukzessiv merkmalsanalytische Gesichtspunkte mit einfließen zu lassen. Analog dieser gedanklichen Checkliste, deren individuelle Überprüfung während einer ersten Fundstückbeurteilung ziemlich unkontrolliert abläuft, entstand unsere Merkmalsauflistung.

Wichtig dabei ist, daß nur durch die Anwesenheit klarer menschlicher Produkte die Beurteilung fraglicher Teile eines Gesamtinventars möglich wird. Inventare, die sich durch das völlige Fehlen eindeutiger Artefakte auszeichnen, können somit nicht als Gegenstand für nachvollziehbare Untersuchungen in der Archäologie dienen. Damit ist auch festzuhalten, daß die von uns in dem Begriff 'Konfiguration' zusammengefaßten Merkmale allein für Untersuchungen in Schottern gelten können, die der Situation in Şehremuz entsprechen.

Anhand von vereinfachten Skizzen sollen die kennzeichnenden Extremausprägungen gezeigt werden, die für eine menschliche Herstellung oder für die Beurteilung als Naturprodukt sprechen (Abb. 21).

Für Artefakte sprechen:

- A Bei der Auswahl der Abbaufäche (Dorsalfläche im Verhältnis zur Schlagfläche) tendiert der darin eingeschlossene Abbauwinkel zu Werten, die unter 90° liegen. Diese Werte sind bei Abschlägen als Winkel zwischen Dorsal- und Schlagfläche zu messen und müssen bei Kernen rekonstruiert werden (Abb. 21 siehe A).

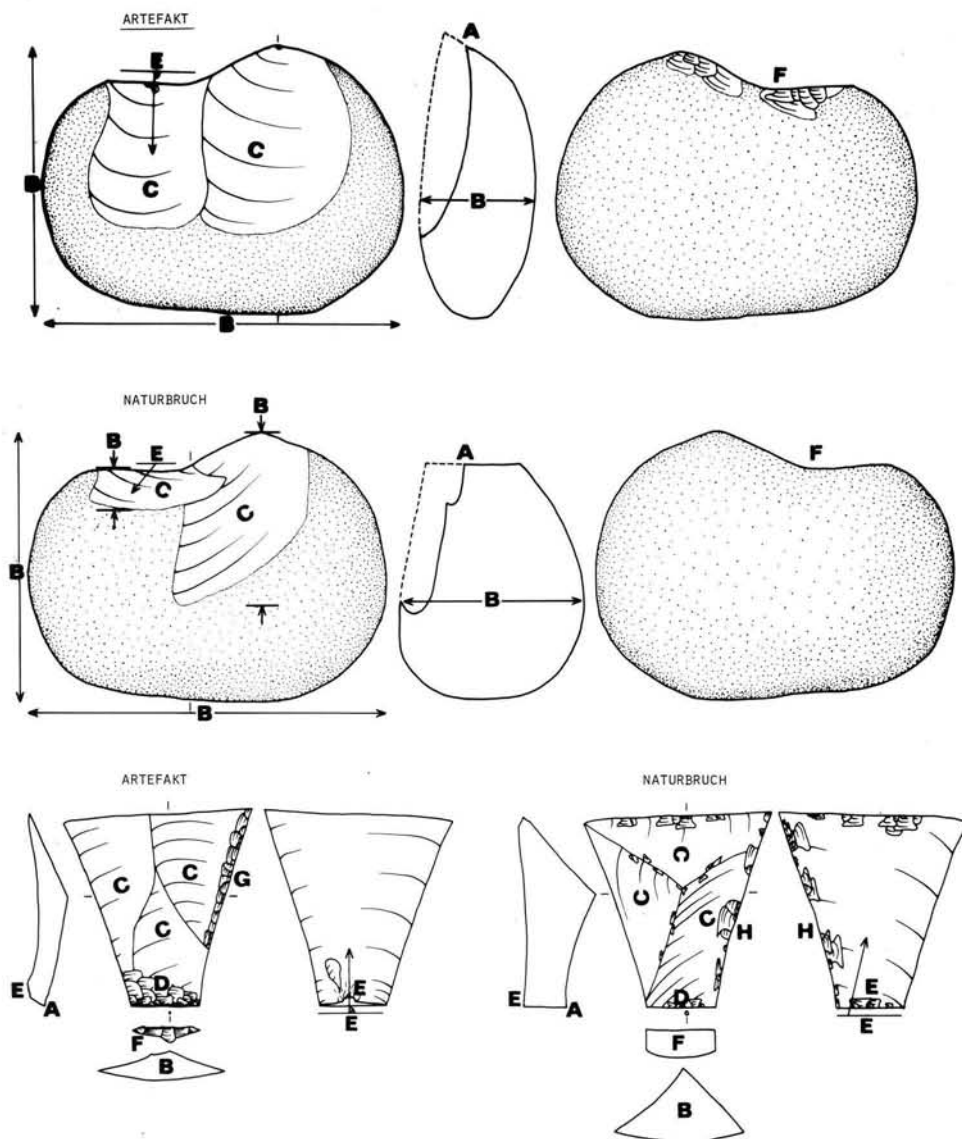


Abb. 21: Šehremuz, Einzelmerkmale zur Unterscheidung von Naturbruch und Artefakten

- B Die Größenverhältnisse von Länge zu Breite zu Dicke eines Abschlags geben eher eine flache Scheibe an, als eine angenäherte Kugelform. Die Größenverhältnisse zwischen Abschlagsnegativen und anzunehmender Ausgangsform eines Kerngerätes sind so proportioniert, daß eine Handhabung in der Praxis möglich war. Gruppen von Schlagnegativen auf der Abbaufäche besitzen eine annähernd einheitliche Größe (Abb. 21 siehe B).

- C Die Dorsal- bzw. Abbaufäche besitzt mehrere Schlagnegative mit ähnlicher Schlagrichtung. Dabei können große flache, produktionstechnisch „frühe“ Negative stärker variieren. Für Abschlüge sollte gelten, daß bei mehreren gegengerichteten Negativen zumindest für ein Negativ ein klarer Schlagbasisbezug nachweisbar ist (Abb. 21 siehe C).
- D Die Präparation der Abbaufäche durch Reduktion der überstehenden Kantenteile muß planmäßig begrenzt vorliegen und sich somit gegen eine überall ansetzende stumpfe Stoßeinwirkung abgrenzen lassen (Abb. 21 siehe D).
- E Die Schlagmerkmale wie Bulbus, Schlaglippe, Schlagnarbe und Wallnerlinien sind erkennbar ausgeprägt, jedoch nicht extrem ausgebildet. Die Wallnerlinien auf der Ventralfläche zeigen eine Trennrichtung an, die tendenziell rechtwinklig zur Schlagfläche steht, der Trennschlag erfolgte also senkrecht zur Schlagplattform (Abb. 21 siehe E).
- F Eine Präparation der Schlagfläche ist vorhanden, dadurch wird die Schlagplattform verbessert. Bedingt durch die Schlagpunktwahl nahe der Abbaukante tendiert die Form des Schlagflächenrestes zu langschmalen Umrissen (Abb. 21 siehe F).
- G Eine unifaziell angelegte, sowohl im Umriss als auch im Querschnitt homogene Retusche an einer ursprünglich spitzwinkligen Kante läßt auf menschliche Planung schließen (Abb. 21 siehe G).

Gegen Artefakte sprechen:

Außer den Gegenteilen der bereits genannten Merkmale (Abb. 21 siehe A bis G) kommen nur wenige Argumente hinzu.

Bei den Schlagmerkmalen sind, bedingt durch einen weit hinter der Abbaukante liegenden Schlagpunkt, gehäuft Bulben vorheriger steckengebliebener Schläge festzustellen.

Die Kanten unterliegen einem wahllosen Angriff der Modifikationskräfte, was dazu führt, daß vermehrt auch stumpfwinklige Kanten und Dorsalgrate betroffen sind. Damit zusammenhängend tritt sehr häufig eine sich wechselseitig ausschließende Retusche entlang der Kanten auf (Abb. 21 siehe H).

Kategorie 1:

Zur Kategorie 1 gehören alle Stücke, die mit sehr hoher Wahrscheinlichkeit ($2\sigma = 97,5\%$) vom Menschen hergestellt worden sind. Für eine Zuordnung in die Kategorie 1 sollten demnach mindestens drei gewichtige Argumente vorhanden sein (Abb. 2 bis 5).

Kategorie 2:

Die Kategorie 2 umfaßt Stücke, die durch ihre Konfiguration der eben genannten Merkmale nahe an der Kategorie 1 stehen, aber nicht mit mindestens 2 Sigma Wahrscheinlichkeit als menschliche Produkte bewertet werden können. So werden stark gerollte Stücke, bei denen die Erhaltung der Merkmale die Zuweisung zu Kategorie 1 nicht mehr sicher erlaubt, der Kategorie 2 zugeordnet (Abb. 22). Die Wahrscheinlichkeit einer planmäßigen Bearbeitung ist jedoch noch größer als 50 %.

Kategorie 3:

Stücke, bei denen mit weniger als 50% Wahrscheinlichkeit auf eine intentionelle menschliche Herstellung geschlossen werden kann, werden zur Kategorie 3 gestellt (Abb. 23 bis 25). Wenn also eine Konfiguration der genannten Merkmale nicht klar erkannt werden kann,

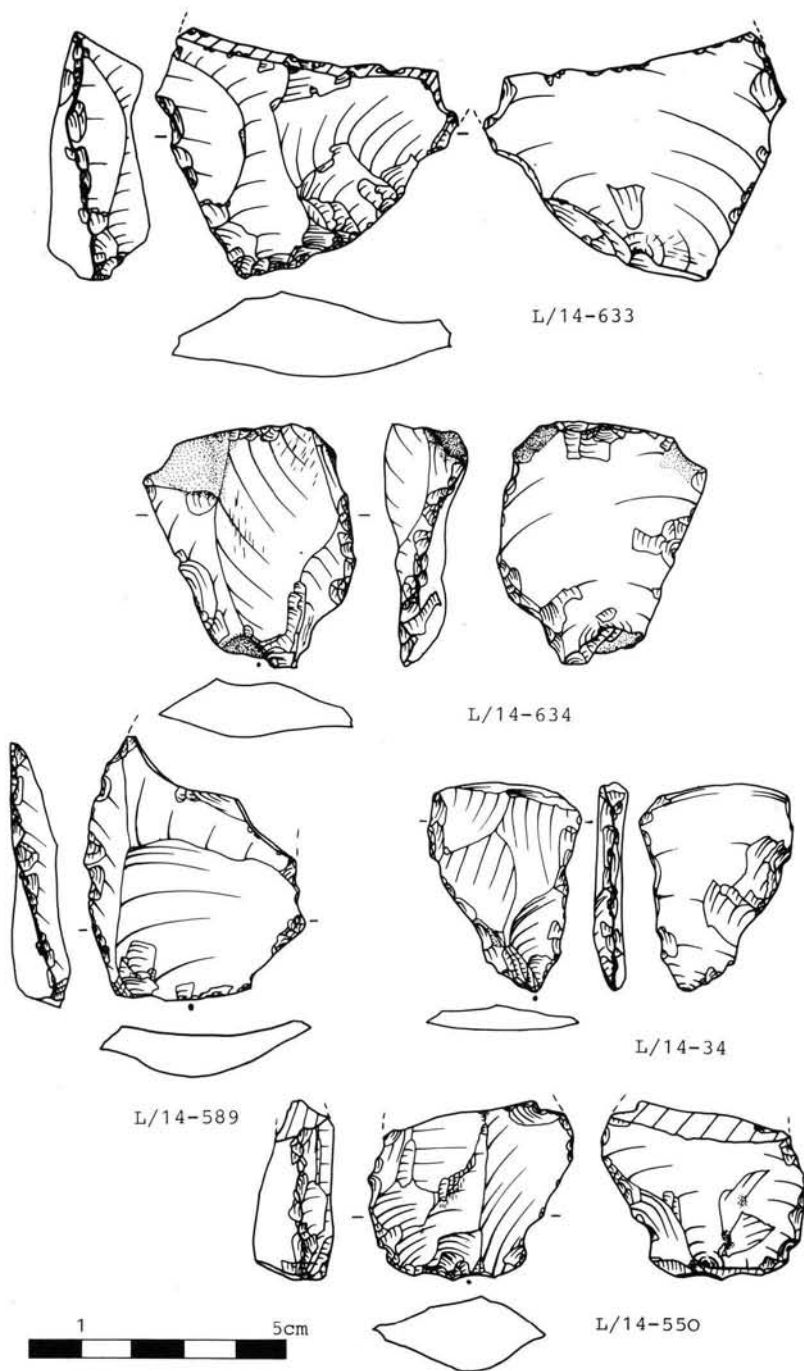


Abb. 22: Şehremuz, Stelle A5, Quadrat L/14. Abschlge der Kategorie 2



Abb. 23: Şehremuz, Stelle A5, Quadrat L/14. Silices der Kategorie 3, große Fraktion



Abb. 24: Şehremuz, Stelle A5, Quadrat L/14. Silices der Kategorie 3, mittlere Fraktion

sondern nur die Anwesenheit eines gewichtigen Argumentes für menschliche Produktion spricht, gehört das Stück in den Bereich der Geologie.

Diese Kategorie umfaßt Stücke, die keine geplanten Schlagspuren mehr erkennen lassen, aber durch grobe Versuchsschläge eines Bearbeiters entstanden sein könnten. Dies tritt sehr oft an Rohknollen mit inneren Vorbrüchen auf, denen man den Artefaktcharakter nicht eindeutig absprechen kann (Trümmer).

Kategorie 4:

Stücke die zu 2 Sigma Wahrscheinlichkeit Naturbruch sind, gehören in die Kategorie 4. Darunter werden auch vollständig verrollte und bestoßene Objekte verstanden, die überhaupt keine möglichen Abbaufächen erkennen lassen.



Abb. 25: Şhremuz, Stelle A5, Quadrat L/14. Silices der Kategorie 3, kleine Fraktion

5. Faustkeile von Şhremuz — Eine funktionale Morphologie

(GERD ALBRECHT)

Neben den einzelnen Faustkeilen, die während der Ausgrabungen an den verschiedenen Stellen von Şhremuz gefunden wurden, führten großflächige Oberflächenaufsammlungen in fünf zusammenhängenden Gebieten zu sehr umfangreichen Faustkeilinventaren. 236 Silexartefakte der Kategorie 1 (siehe vorhergehendes Kapitel) wurden in den Bereichen

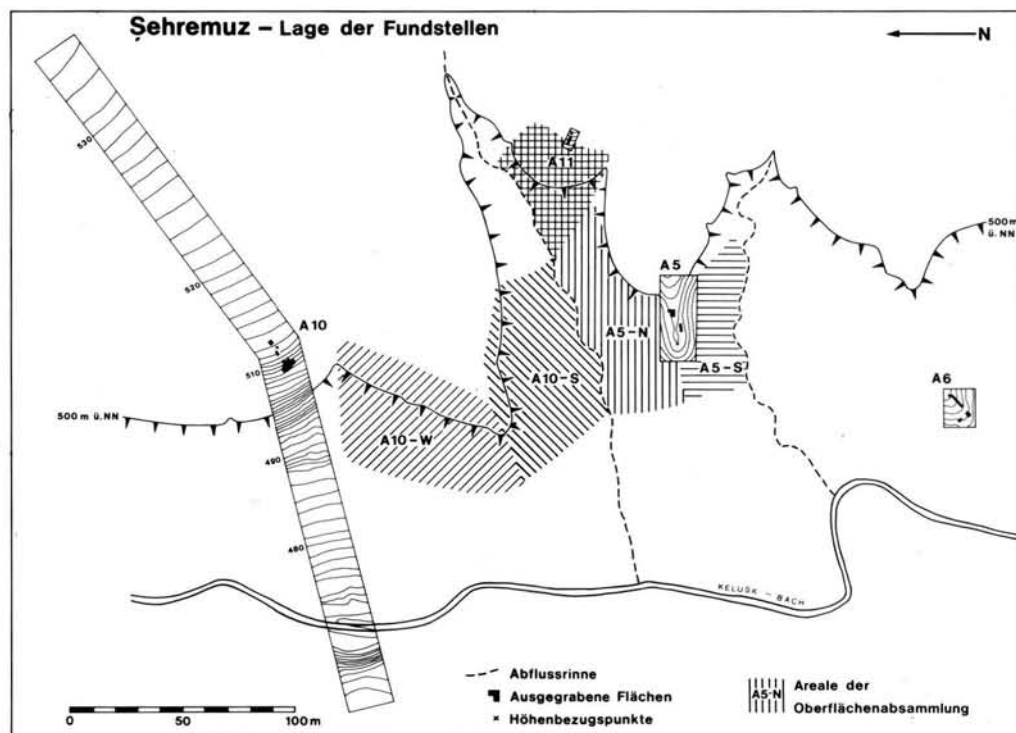


Abb. 26: Şehremuz, Oberflächenaufsammlungen 1982

A5 Süd, A5 Nord, A11, A10 Süd und A10 West gefunden (Abb. 26), darunter 197 Faustkeile oder faustkeilähnliche Geräte. Unter diesen wiederum waren 120 so gut ansprechbar und erhalten, daß sie einer genaueren Analyse unterzogen werden konnten. Die Aufnahme der Stücke geschah im Mai 1983 im Museum Adiyaman/Osttürkei. Ein Teil dieser Funde wurde außerdem in Ankara unter dem Mikroskop auf Gebrauchsspuren untersucht (siehe Teil 6).

Morphologische Untersuchungen an Faustkeilen beschränken sich meist auf die Form des Umrisses und einer oder mehrerer Querschnitte sowie auf die Größen der Stücke. In Şehremuz wurde versucht, anhand der gesamten dreidimensionalen Ausformung der Faustkeile Aussagen über ihre möglichen Funktionen zu erhalten. Auf eine detaillierte Beschreibung der Umrissformen wurde unter anderem auch deshalb verzichtet, weil häufig durch natürliche Bestoßung der Kantenverlauf verändert war und nur noch sehr eingeschränkt beurteilt werden konnte.

Bei unserer Funktionsuntersuchung muß eine Voraussetzung gemacht werden: Es wurden nur die möglichen schneidenden, durchtrennenden Funktionen der Faustkeile untersucht, nicht etwaige stoßende, zertrümmernde. Diese letzteren wären als unspezifisch nur schwer in der intentionellen Ausprägung der Artefakte wiederzufinden, jedes angeschlagene Geröll eignet sich für viele solcher Tätigkeiten. Selbst aus dem mitteleuropäischen Jungpaläolithikum sind „pebble-tool“-artige Werkzeuge bekannt, die diese Funktionen gut erfüllen; auch von Şehremuz liegen einzelne „pebble-tools“ vor. Das soll aber nicht heißen, daß die Faustkeile nicht zum Zertrümmern oder Zerschlagen z.B. von Knochen verwendet worden

sind, geeignet waren sie in jedem Fall. Ihre spezielle Formung läßt aber in erster Linie an schneidende Funktionen denken.

Bei einem messerartigen Gerät sind — vom Griffteil einmal abgesehen — zwei Zonen von ausschlaggebender Bedeutung, einmal die Schneide und zum anderen das Blatt, die Schneidefläche. Die Ausprägung der Schneide bestimmt die Möglichkeiten z.B. des Einschneidens in Oberflächen (Haut, Muskelgewebe, aber auch Holz etc.) oder des Abtrennens von Sehnen; die Ausdehnung und Flächenbeschaffenheit des Blattes gibt die Eignung zum Durchtrennen dickerer Fleisch-, Haut- oder Fettschichten an, aber auch zum Abspalten von Holzspänen z.B..

Bei den Faustkeilen von Şhremuz wurden so zum einen die Kanten auf ihre Geradlinigkeit und Regelmäßigkeit, zum anderen die Flächen auf ihre Eignung zum Durchtrennen und Spalten untersucht. Die möglichen Arbeitskanten und -flächen wurden auf den Umriss des jeweiligen Stückes durch Signatur eingetragen (Abb. 27). Dabei mußte auch der Grad der natürlichen Kantenzerstörung Berücksichtigung finden, um Angaben darüber zu erhalten, in welchen Bereichen die ursprüngliche Schneidekante nicht mehr beurteilbar ist.

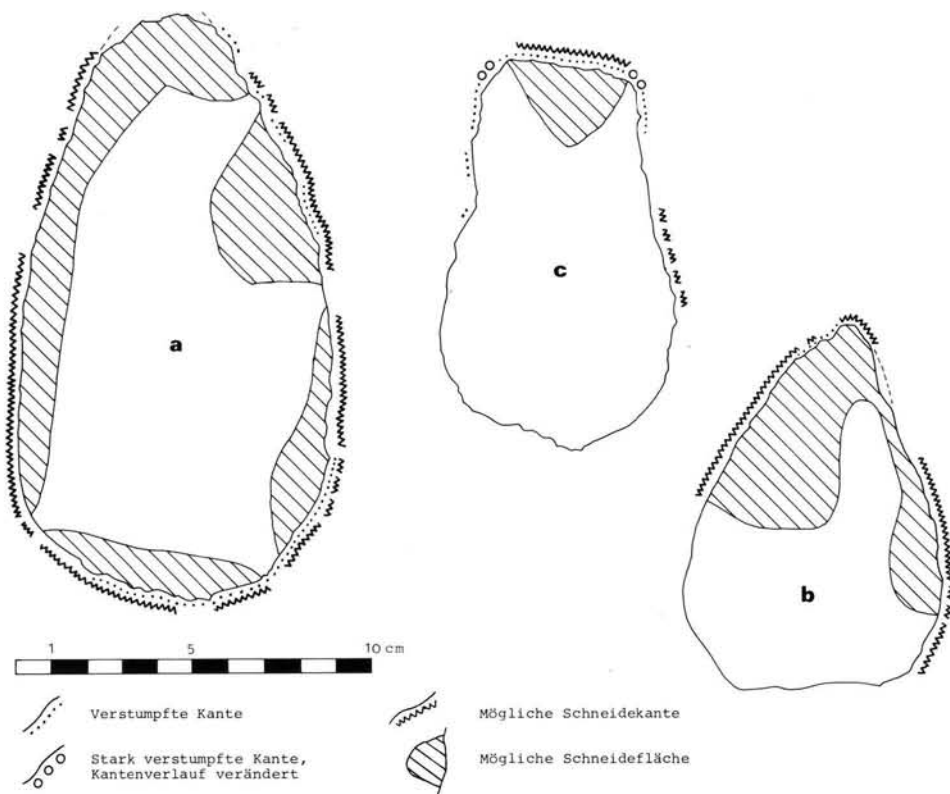


Abb. 27: Şhremuz, Beispiele von Funktionskanten und Funktionsflächen an Faustkeilen

Auf diese Weise lassen sich für Faustkeile Funktionsgruppen herausarbeiten: Stücke mit einer oder mehreren möglichen Funktionskanten und mit verschiedenen Bereichen, die zum Durchtrennen geeignet sind. Seltener sind Stücke, die rundherum gut schneidende

Kanten besitzen (Abb. 27a), häufiger sind Faustkeile mit zwei lateralen Schneidekanten und einer einseitig und distal stärker ausgeprägten Schneidefläche (Abb. 27b). Eine weitere Gruppe bilden „cleaver“-ähnliche Geräte mit nur einem distalen Funktionsbereich (Abb. 27c).

Eine solche Untersuchung ist nur möglich, wenn ein recht umfangreiches Inventar zur Verfügung steht, wie dies in Şehremuz der Fall ist. Sie bedarf außerdem der Überprüfung durch eine Gebrauchsspurenanalyse, wie sie dank der Ausstattung des Projektes Şehremuz durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft möglich war.

6. Mikroskopische Gebrauchsspuren auf den Silices von Şehremuz

(GÜNTHER UNRATH)

Die altpaläolithische Fundstelle Şehremuz zeigte bereits während ihrer Erkundungsphase durch mehrere ihrer Oberflächenfunde so außergewöhnlich gute Erhaltungsbedingungen für Steinartefakte, daß schon in der Anfangsplanung des Projektes eine mikroskopische Gebrauchsspurenuntersuchung zur Rekonstruktion des ehemaligen Werkzeuggebrauchs in die Gesamtkonzeption mitaufgenommen wurde.

Damit wurde eine Situation geschaffen, in der es dem Autor möglich war, seine spezifisch ausgerichteten Anforderungen an die Ausgrabungstechnik und die Inventarisationsbearbeitung von Anfang an in den Arbeitsablauf einzubringen. Diese Gelegenheit der integrierten Zusammenarbeit zwischen praktischer Feldtätigkeit und spezialisierter Laborauswertung, wie es die hier angewandte sogenannte „high power microwear research“ darstellt (UNRATH 1983), war in unserem Fall besonders wichtig, weil die Sicherung aller möglicherweise bedeutenden Befunddetails und Belange der Rohmaterialbeschaffenheit, sowie Faktoren der Umweltbeeinflussung vor dem Aufstauen des Wassers notwendig war.

Deshalb wurden die ersten Voruntersuchungen schon während der Grabung durchgeführt. Die demnach ausgerichteten Rohmaterialerkundungen führten zu einer breiten Sammlung der örtlich anstehenden Silexmaterialien, die zur experimentellen Vergleichsführung nach Deutschland transportiert wurde.

Die experimentelle Nachvollziehung der ehemaligen Tätigkeiten, aber auch der Beschädigungen während der Einlagerung, spielt beim heutigen Stand der Mikroanalyse eine entscheidende Rolle (UNRATH 1982).

Die Methode basiert auf dem Prinzip, daß jedes in einen Arbeitsprozeß verwickelte Medium irgendwelche Spuren hinterläßt, was im Extremfall zur Unbrauchbarkeit des Werkzeugs führen kann. Diese „Gebrauchsspuren“ wurden ursprünglich von der Kenntnis, die man vom makroskopisch-typologischen Standpunkt her hatte, auf die gebrauchsimmanente Bruchbeschädigung übertragen. Die Einführung des Begriffs **Gebrauchsretusche** symbolisiert diesen Vorgang.

Als **Gebrauchsretusche** oder -aussplitterung definierte man alle Veränderungen an einer Kante, die nach der formgebenden Primärretusche durch mechanische Belastung während einer intentionellen Benutzung des Werkzeugs schlagartig oder momenthaft entstehen.

In dieser Definition wird allerdings schon erkenntlich, wie schwierig es ist, trotz aller technischer Untersuchungsfortschritte, die verschiedenen Aussplitterungsursachen

- intentionelle Formgebung
- intentionelle Benutzung
- sedimentbedingte u.a. Beschädigungen

auseinanderzuhalten.

Sicher lassen sich durch die Benutzung des Mikroskops neue Unterscheidungskriterien entdecken, wie dies in der sogenannten „low power microwear research“ in jüngerer Zeit der Fall ist. Die Bestimmungsmerkmale

- metrischer und formenmäßiger Umriss der Negative
- Form des terminalen Negativrandes
- Tiefenerstreckung des Negativs
- Verteilung und Anordnung der Negative entlang der Kante

besitzen alle den Vorteil der einfachen und schnellen Erkennbarkeit. Andererseits besitzt keines der Merkmale die entscheidende Eigenschaft, durch sein alleiniges Vorhandensein direkt auf eine bestimmte Ursache schließen zu lassen. Nur durch Merkmalskombinationen lassen sich einige Funktionsanzeiger herauskristallisieren.

In unserem Zusammenhang hier sind besonders die sedimentbedingten Ausbrüche zu beachten. Sie verteilen sich wahllos über den gesamten Umfang des Artefaktes, ohne Bevorzugung einer bestimmten Größe und Form der Negative. Gebrauchsimmanente Aussplittierungen konzentrieren sich je nach Anwendungsweise an bestimmten Stellen der Kante. Dies läßt sich in unserem Fall jedoch nur durch das gemeinsame Vorkommen mit weiteren Funktionsanzeigern erkennen.

Die Benutzung der weit stärker vergrößernden metallurgischen Auflichtmikroskope eröffnet der Gebrauchsspurenuntersuchung das werkstoffkundlich interessante Feld der feinen Oberflächenveränderungen: Mikropolituren und Mikrostriae (Kritzer), sowie Abrasionserscheinungen. Die kryptokristalline Kieselsäure des Werkzeugmaterials erfährt durch chemisch-physikalische Prozesse während der Benutzung eine oberflächliche amorphe Umbildung. Unter mehrtausendfacher Vergrößerung lassen sich in den günstigsten Fällen in diesem ‚Politur‘ genannten Gelniederschlag kleinste anorganische Werkstoffbestandteile nachweisen. Da die Kieselsäure in ihrer Substanz unverändert bleibt, sind die Gebrauchspolituren theoretisch so dauerhaft, wie das Werkzeug selbst. Diesen Umstand macht sich die „high power microwear“ Forschung zunutze. Die Grundidee besteht in einem mikroskopischen Vergleich winzigst kleiner, oberflächlicher Materialveränderungen auf experimentell getesteten Werkzeugen mit denen auf archäologischen Originalstücken.

Bei der funktionalen Auswertung des Grabungsinventars Şehremuz bestand die Ausgangslage zunächst darin, daß ein Großteil des Untersuchungsmaterials während eines relativ kurz bemessenen Zeitraums in Ankara bearbeitet werden mußte. Daraus entstand die Notwendigkeit, den Ablauf der gesamten Funktionsuntersuchung so einzurichten, daß zunächst ein möglichst umfassendes Dokumentationsarchiv aller optisch feststellbaren Besonderheiten auf den Stücken anzulegen war, an Hand dessen im späteren Verlauf der Auswertung, im Vergleich mit den noch durchzuführenden Experimenten, die endgültige „Fern“diagnose gestellt werden kann. Daraus wird ersichtlich, daß alle nachfolgenden Feststellungen allein auf diesem ersten Arbeitsabschnitt fußen und somit vorläufiger Natur sind.

Konkret verlief die Erstellung des Archivs für Mikrogebrauchsspuren in folgenden Schritten:

ARTEFAKT-NR.	TYP	R.Mat.	Hersteller	Datum	Blatt
SCHR. A5 N-61	Taustke.1	Schr. 1 Silex	Schlagger.:	4.5.83 Retuschierger.	1
VERWENDUNG (allg. Beschreibung od. Verweis exp. Prot.buch) <i>siehe Rückseite.</i> transversal. Stoßen od. Schlagen auf K. FK dabei sicher nur in d. Hand ⇒ PO Orientierung, A-Seite = FL / B-Seite = Spfl. Dabei springen die großen Est-Ny. aus. Andere Artefakt SKa zum Tongit. FL-schneiden. Basisteil stärker benutzt, da PO Intensität gleichmäßiger + kleiner Spitze zeigt keine Bohr- od. Einstichspuren.		DAUER d. Verwendung (Zeit od. Sz) <i>wahrscheinlich ähnliche Funktion (nur nicht stoßend schlagen, sondern hebelnd) in A-Seite Ber 1.</i>		SCHÄFTUNG od. Ha.h. (Verweis auf Exp.Prot.buch) DOKU. d. Verwendg. 11/83 - 20 Hf. 12/83 - 1 Hf.	
		LAGERUNG nach Verwendung <i>einwickeln in Zellstoff verpackt</i>		REINIGUNG (Zeit, Art; Lösungsmittel) 1) 10 min. Natriumkar. 100°C Kalt 2) 20 min. Ascorb. 100°C Warm 3) Alkoholbad.	
MIKRO.Bestimmg. (od. Verweis auf Mikro.Tagebuch)					
GS-AS A-Seite: Skare Mitte Kleine, tiefe Eff-GS-AS die das Ka-parallel. PO-Bd. unterbrechen u. in ihrem Binnenteil ebenfalls leichte FL-PO tragen. A-Seite Ber. 1. winzige Est-GSAS, keine PO, -Felsengebliebene Zwickel dazwischen mit kleiner PO.			PC A-Seite Ber. 2: PO, die sich durch Regressionsanalyse d. Est-Neg als GS-K PO beweist. Stad. 3. K-PO /		
			auffallend <u>keine</u> Str. in Str. PO (bis auf seltsame winzigste) weder in FL noch in K.		

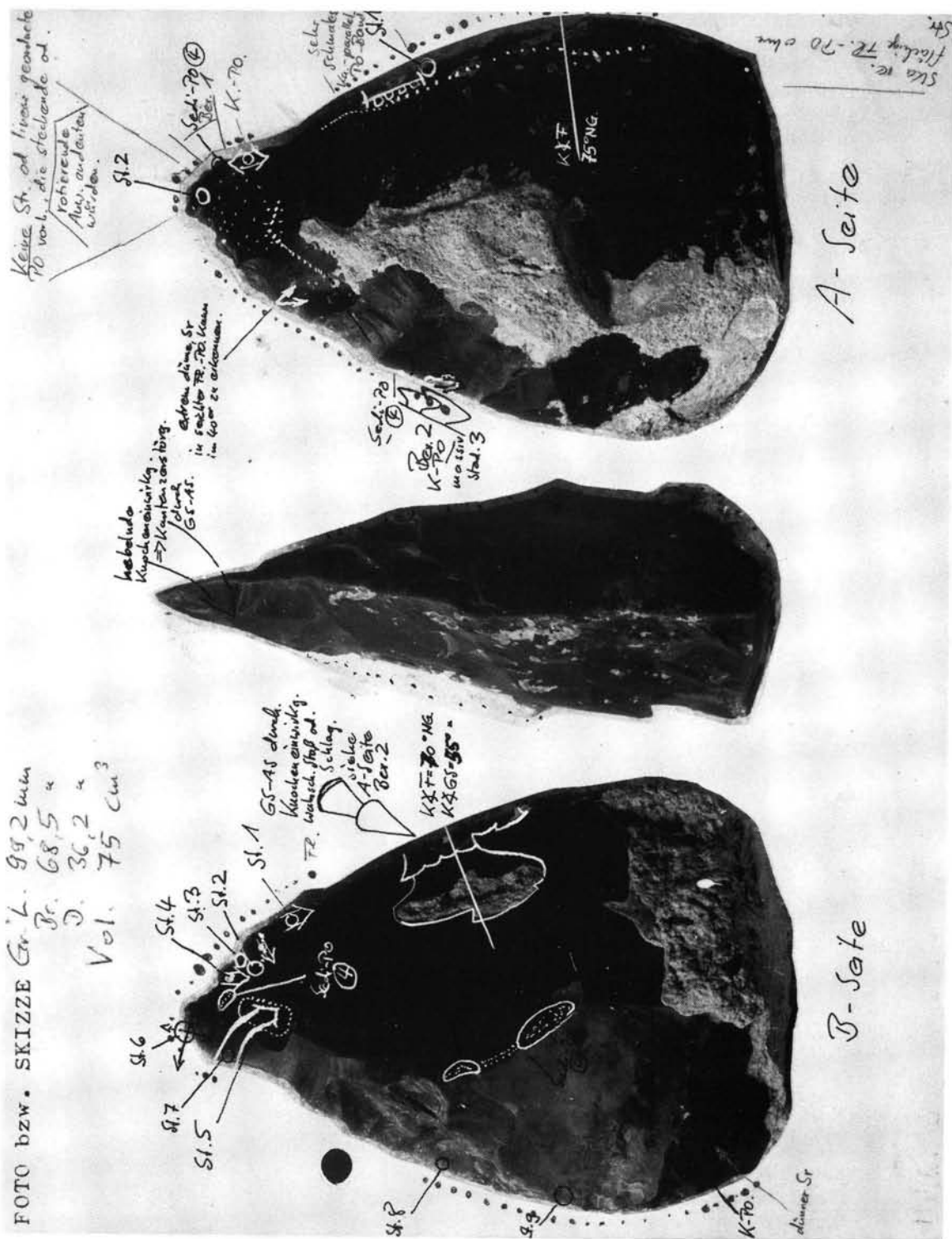


Abb. 28: Şhremuz, Artefakt A5, N-61. Beispiel eines Mikrountersuchungsblattes

1. Für jedes Untersuchungsstück wird ein Untersuchungsblatt angelegt, auf dem jeder Bearbeitungsschritt laufend eingetragen wird. Außerdem muß dieses Aufnahmesystem in der Lage sein, alle momentan auftretenden Eindrücke während der mikroskopischen Durchmusterung festzuhalten. Teils in verbaler Form, teils in Signaturen verschlüsselt ergibt sich daraus ein Beobachtungsnetz aus Politurarten und -intensitäten, Aussplittungsklassen und -anordnungen, Striaeorientierungen u.a. Merkmalen (Abb. 28).
2. Je nach Notwendigkeit durchläuft jedes Artefakt eine mehr oder weniger intensive Reinigung durch Ultraschall und verschiedene chemische Agenzien.
3. Hauptbestandteil des ersten Abschnittes der funktionalen Auswertung stellt das optische Abtasten der potentiellen Aktionspartien eines Stückes nach Gebrauchsspuren aller Art dar. Um die Stücke nicht ständig neu reinigen zu müssen, geschah dies zuerst unter dem metallurgischen Auflichtmikroskop (OLYMPUS BHMJ) bei 100- bis 500facher Vergrößerung und erst in zweiter Linie mit dem Stereomikroskop (OLYMPUS SZ-Tr) bei 10- bis 35facher Vergrößerung.
4. Die wichtigsten oder auffälligsten Erscheinungen werden durch simultan angefertigte Mikrofotos bei genauer Lokalisierung auf dem Untersuchungsblatt mittels individueller Ortsbezeichnung nachvollziehbar gemacht.
5. Zur späteren Verifizierung oder verfeinerten Nachuntersuchung unter dem Elektronenmikroskop werden abschließend von den entscheidenden Partien Duplikate in Form von „TECHNOVIT“-Matrizen oder Silikonabgüssen angefertigt. Diese Kunststoffmaterialien hatten sich in eigens unternommenen Tests in Zusammenarbeit mit mineralogisch geschulten Verfahrenstechnikern als optimale Reproduktionsmittel für feine Oberflächenstrukturen erwiesen, die dazuhin leicht transportabel und dauerhaft magazinerbar sind. (Für das mir entgegengebrachte Interesse danke ich Herrn Dr. W. Lindemann, Zahnklinik Tübingen, ganz besonders. Außerdem bin ich Herrn Schiebel, Zahnklinik Tübingen, sowie Herrn Hüttemann, Institut für Geologie und Paläontologie Universität Tübingen, zu Dank verpflichtet.)
6. Soweit möglich wurde in einem abschließenden Gesamturteil eine vorläufige Benutzungshypothese erstellt und im Bild festgehalten (Abb. 37).

Während des siebenwöchigen Arbeitsaufenthaltes in Ankara konnten auf die oben beschriebene Weise insgesamt 85 Artefakte aus allen Kategorien untersucht werden. Dazu treten 190 Untersuchungsstücke aus den Kategorien 3 und 4, die zur Erkennung des Sedimentationseinflusses nach Aussplittungsanordnungen und natürlichen Polituren analysiert wurden.

Aus der Häufung von Beobachtungen und Problemstellungen können an dieser Stelle nur einige der herausstechendsten Beispiele vorgestellt werden.

Nicht alle Polituren lassen unkontrolliert eine tatsächliche Benutzung des Werkzeugs annehmen. Aufgrund des auffällig häufigen Antreffens bestimmter Erscheinungen an allen Artefaktkategorien lassen sich drei unterschiedliche Sedimentationseinflüsse klar trennen.

1. Die auffälligste und bereits mit dem bloßen Auge aufgrund ihrer großflächigen Verbreitung erkennbare Sedimentpolitur wird in Abb. 29 gezeigt. Markantes Erkennungszeichen ist die Zweischichtigkeit, wobei die Basisschicht hell-metallisch glänzt und von einer weichen, „fließenden“ Schicht überdeckt wird.
2. Etwas seltener als die unter 1. beschriebene Politur tritt die in Abb. 30 dargestellte Glanzerscheinung auf. Charakteristisch ist ihre absolut einheitliche und ebene Oberfläche ohne jegliche lineare Struktur.

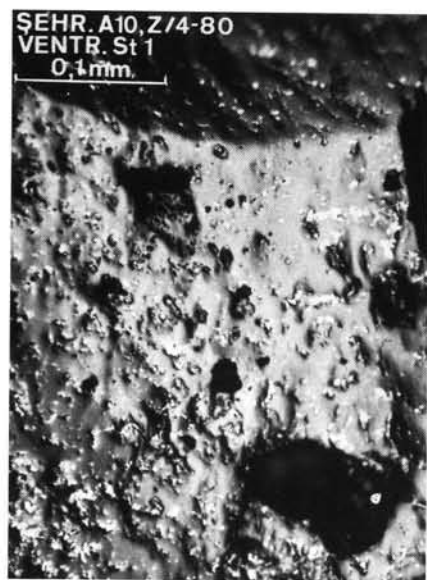


Abb. 29: Sedimentpolitur 1

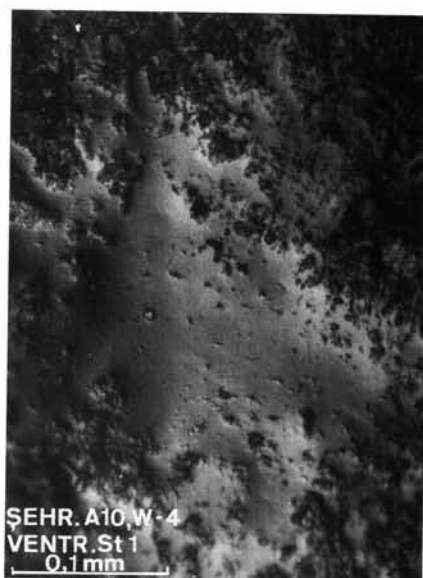


Abb. 30: Sedimentpolitur 2

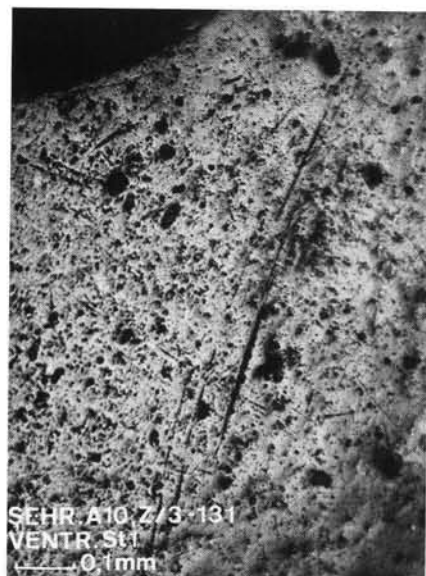


Abb. 31: Sedimentpolitur 3



Abb. 32: Experimentelle Tierzerlegung
(Mufflon) mit einem Faustkeil

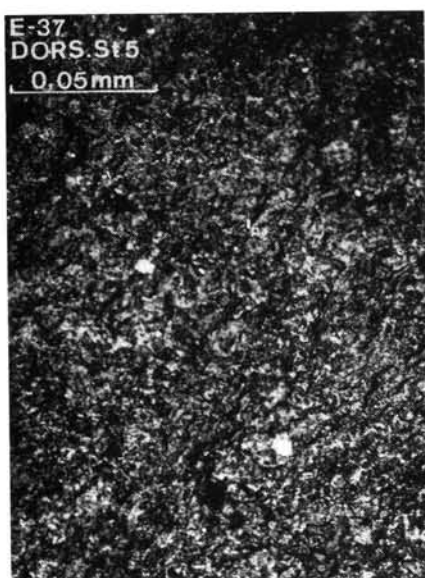


Abb. 33: Experimentelle Fleischpolitur

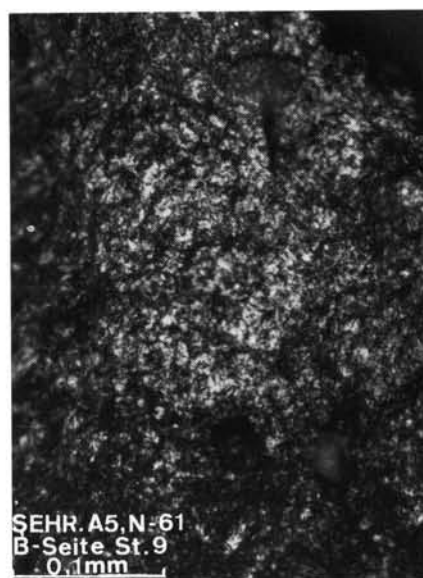
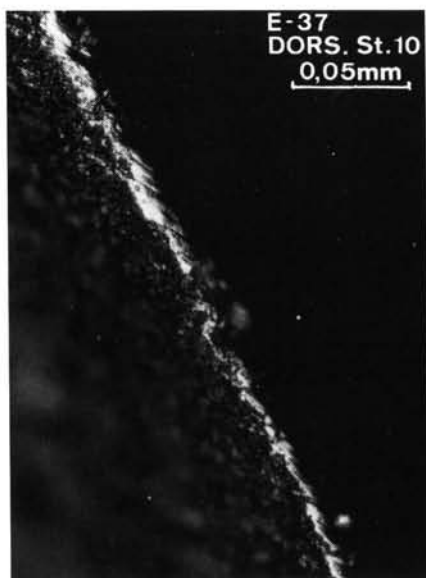
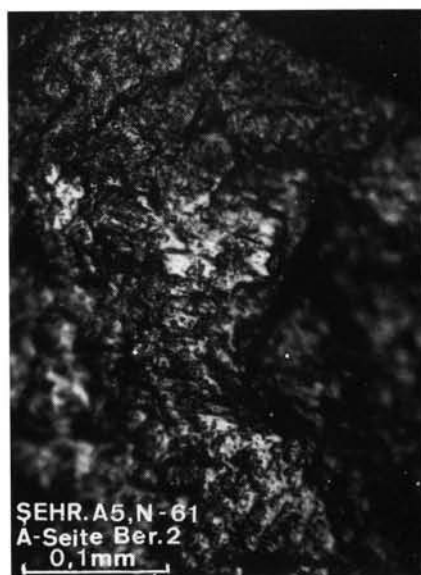
Abb. 34: Fleischpolitur
auf dem Originalartefakt A5 N-61

Abb. 35: Experimentelle Knochenpolitur

Abb. 36: Knochenpolitur
auf dem Originalartefakt A5 N-61

3. Noch etwas seltener tritt die in Abb. 31 wiedergegebene Politur auf. Ihre Entstehung durch Sedimenteinflüsse ist noch nicht eindeutig geklärt, da ihr Erscheinungsbild stark wechselt und einige Varianten an eine Gebrauchspolitur denken lassen.

Über die Ursache dieser Erscheinung gibt es bis jetzt noch keine stichhaltige Erklärung, jedoch scheint die starke Eisanschüssigkeit der Schotter in Şehremuz einen großen Einfluß zu besitzen. Versuche zur Simulation von Sedimentationsvorgängen sollen hierzu neue Aufschlüsse bringen.

Über die Abgrenzung sedimentationsbedingter Aussplitterungsformen und -anordnungen gegenüber eventuellen Funktionsanzeigern läßt sich im Moment noch nichts sagen. Erst durch eine statistische Analyse auf zahlenmäßig breiter Basis, die bisher noch nicht erreicht ist, lassen sich hier Ergebnisse erhoffen.

Zur tatsächlichen Funktionsrekonstruktion der Werkzeuge soll hier ein besonders interessanter Fall herausgesucht werden. An dem Faustkeil A5 N—61 (Abb. 28) konnte ent-

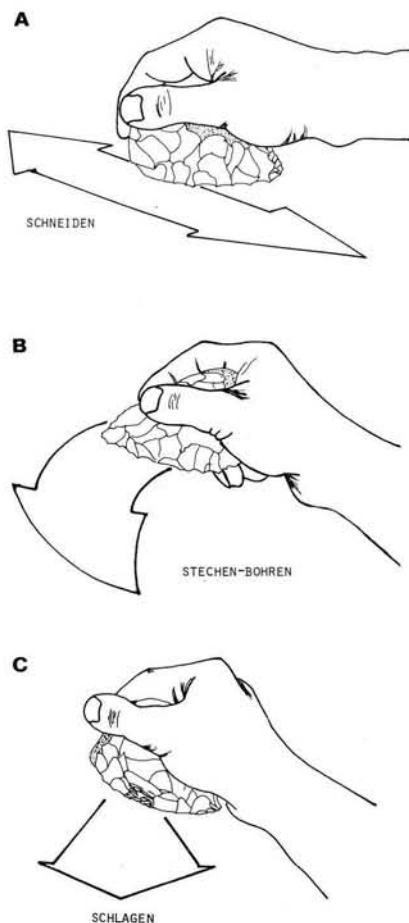


Abb. 37: Şehremuz, schematische Darstellung der möglichen Faustkeilbenutzung

lang beider Seitenkanten eine relativ weit verbreitete, einheitliche Politur erkannt werden (Abb. 34). Experimentelle Vergleiche (Abb. 32 und 33) legen die Deutung als Fleisch-Politur nahe. An einigen Stellen wird dieser Werkstoffanzeiger von einer völlig anders gearteten Politur unterbrochen (Abb. 36). Dort müssen demnach zwei verschiedene Werkstoffe bearbeitet worden sein. Experimentelle Vergleiche legen wiederum eine Deutung nahe (Abb. 35). Bei Richtigkeit dieser Annahme würde diese Politur für eine Bearbeitung von frischem Knochen stehen. Ergänzen wir diese Materialangaben mit der Lokalisierung der Politurstellen anhand des Untersuchungsblattes (Abb. 28), ergeben sich mehrere Benutzungshypothesen:

- A Longitudinales Fleisch schneiden mit der konvexen Seitenkante, wobei die Spitze zur Handinnenfläche zeigen würde und die Basis als Zeigefingerauflage diente (Abb. 37 A).
- B Stechend-bohrend und hebelnde Tätigkeit mit der Faustkeilspitze in einem harten und unnachgiebigen Medium, das mit Fleisch in Verbindung steht. Dabei bricht an der Seitenkante ein stichelabschlagsähnliches Stück aus, an dessen Negativrand eine Knochenpoliturstelle sitzt. Alle diese Voraussetzungen treten am ehesten auf, wenn beim Aufbrechen der Jagdbeute ein Gelenk auseinandergehelt wurde (Abb. 37 B).
- C Aber es findet sich auch noch eine andere, ganz getrennte Funktionspartie an diesem Stück. Etwa in der Mitte der gegenüberliegenden Seitenkante sind extrem starke Aussplitterungen mit dem typischen Angelbruch-Querschnitt vorhanden. Verbunden mit der bereits oben dargestellten Knochen-Politur (Abb. 36) muß hier auf eine transversale, ruckartige Tätigkeit geschlossen werden, möglicherweise das Zerschlagen eines Knochens in freiem Schwung (Abb. 37 C).

Dieses Beispiel soll zeigen, wieviele unterschiedliche Funktionen allein in der Artefaktformenklasse „Faustkeil“ faßbar werden. Da sich die Untersuchungen auch auf die gut erhaltenen Abschlüsse der Kategorie 2, retuschierte wie unretuschierte, erstreckt, sollte eine Aussage zum Verhältnis Herstellungsaufwand/Benutzung möglich sein.

5. Schriftenverzeichnis

- ALBRECHT, G., MÜLLER-BECK, H. (1982): Beobachtungen zum Paläolithikum des Euphrattales bei Adiyaman-Samsat und Malatya-Kurucay. — *Archaeologica Venatoria Mitteilungsblatt* 3: 20–28; Tübingen.
- BORDES, F. (1961): *Typologie du paléolithique ancien et moyen*. — 86 S., 108 Taf.; Bordeaux (Delmas).
- MÜLLER-BECK, H. (1983): *Das Amerikanische Paläolithikum, Calico Site*. — AVA-Forschungen, Im Druck; München (Beck).
- ÖZDOĞAN, M. (1977): *Lower Euphrates Basin 1977 Survey*. — 241 S., 107 Abb.; Istanbul.
- PATTERSON, L.W. (1983): *Criteria for Determining the Attributes of Man-Made Lithics*. — *Journ. of Field Archaeol.*, 10, 3: 297–307; Boston.
- RUST, A. (1956): *Artefakte aus der Zeit des Homo Heidelbergensis in Süd- und Norddeutschland*. — 43 S., 40 Taf.; Bonn (Habelt).
- UNRATH, G. (1983): *Zur Funktionsbestimmung urgeschichtlicher Steinwerkzeuge*. — *Archaeologica Venatoria Mitteilungsblatt* 5: 19–24; Tübingen.
- UNRATH, G. (1982): *Die Funktionsbestimmung geschlagener Steinwerkzeuge an Hand ihrer mikroskopisch erkennbaren Gebrauchsspuren*. — Gegenwärtiger Forschungsstand — Anwendung an einer Artefaktauswahl. — Magisterarbeit Geowiss. Fak. Tübingen. 161 S., 37 Abb.; Tübingen.

Manuskript eingegangen am 1.4.1984, Nachträge Juni 1984.

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	34	87—103 7 Abb.	<i>Hannover 1984</i>
----------------------------------	----	------------------	----------------------

Die warmzeitlichen Ablagerungen am R^{au} de l'Amourette (Trièves, französische Alpen*)

WILHELMUS GREMMEN, CHRISTIAN HANNSS & JEAN JACQUES PUISSEGUR **)

Interglacial deposits, clayey, silty, sediments, intramontane basin, fossiliferous material, limestone gravel, moraine, cristalline components, biostratigraphy, borehole section, pollen analysis, chronostratigraphy, grain size distribution, organic material, interpretation.
French Alps, Savoie

Kurzfassung: Im Trièves, einem südlich von Grenoble gelegenen intramontanen Hochbecken, konnten in vorwiegend tonig-siltigen Ablagerungen palynologisch und malakologisch wenigstens zwei Perioden warmzeitlichen Klimas nachgewiesen werden. Sie gehören wahrscheinlich dem Eem bzw. dem Frühwürm an. Die fossilführenden Schichten werden von lokalen Kalkschottern unterlagert und von einer kristalline Anteile führenden Moräne überdeckt.

[Les dépôts interglaciaires au R^{au} de l'Amourette (Trièves, Alpes françaises)]

Résumé: Dans le Trièves, un bassin intraalpin au Sud de Grenoble, l'analyse palynologique et malacologique d'une assise essentiellement argilo-silteuse a montré l'existence d'au moins deux phases climatiques chaudes. Elles appartiennent vraisemblablement à l'Eemien et au début du Würm. Les couches fossilifères analysées reposent sur des graviers calcaires locaux. Elles sont recouvertes par du matériau morainique contenant du cristallin.

[The Interglacial Deposits at the R^{au} de l'Amourette (Trièves, French Alps)]

Abstract: At least two major climatic warm phases are attested by malacological and palynological evidence in dominantly clayish-silty sediments of the Trièves, an intra-montane basin south of Grenoble. They belong probably to the Eem-Interglacial as well as to the Early Würm. The layers with the fossiles are found above local limestone gravels and underneath a moraine with cristalline components.

*) Dank für die Mithilfe bei der Probennahme und wertvolle Ratschläge bei der Interpretation der erzielten Ergebnisse sei Herrn Prof. van Zeist gesagt, Herrn Prof. Mook, Herrn Dr. Mangini und Herrn Dr. Ikeda für die durchgeführten Datierungen und Herrn Dr. Monjuvent für gemeinsame Geländebegehungen und hilfreiche Diskussionsbeiträge. Nicht zuletzt sei der DFG für die finanzielle Unterstützung des Projekts gedankt.

**) Anschriften der Autoren: Dr. W. H. E. GREMMEN, Biologisch-Archaeologisch Instituut der Rijks-Universiteit te Groningen, Poststraat 6, NL-9712 ER Groningen. — Prof. Dr. Ch. HANNSS, Geographisches Institut der Universität Tübingen, Hölderlinstraße 12, D-7400 Tübingen. — Dr. J. J. PUISSEGUR, Institut des Sciences de la Terre de l'Université de Dijon, 6, Boulevard Gabriel, F-2100 Dijon.

der fossilführenden Aufschlüsse ist in den letzten Jahren eingehend untersucht worden. Er befindet sich auf der SW-Seite des R^{au} de l'Amourette, rund 3 km WSWlich von Mens (Abb. 1). Die hier anstehenden quartären Ablagerungen setzen sich aus einer mächtigen fossiliferen Schotterabfolge im Liegenden sowie sie überlagernden, fossilführenden tonig-siltigen Sedimenten zusammen, die ihrerseits von mehreren Schotterbänken gegliedert werden. Den oberen Teil bilden fossilfreie Vorstoßschotter, die im Hangenden in Moränen mit Kristallinanteilen übergehen.

Das submediterrane Klima mit relativ hohen Temperaturen und geringen Niederschlägen, insbesondere im Sommer, begünstigt in der collinen Stufe des Trièves heute eine trockenheitsangepaßte Vegetation, als deren wichtigste Baum- und Strauchvertreter, neben *Juniperus communis*, *Buxus sempervirens*, *Prunus mahaleb*, *Amelanchier ovalis*, *Acer monspessulanum*, vor allem *Quercus pubescens* anzusehen ist. Daneben tritt *Corylus avellana* mitunter häufig auf. Bezüglich der Kräuter sind in diesen von Natur aus lichten Niederwäldern der collinen Stufe *Bromus erectus*, *Astragalus monspessulanus* und *Artemisia alba* häufig. Wie in den gesamten S-Alpen fehlt in der collinen Stufe des Trièves bereits *Carpinus betulus*, in der montanen Stufe (800–1500 m) *Picea*!

In der montanen Stufe können drei Vegetationsuntereinheiten ausgeschieden werden. Die unterste ist durch das Vorherrschen von *Pinus silvestris* gekennzeichnet, der viel *Betula* und *Populus tremula* beigemischt ist. Auf mesophilen Standorten finden sich Buchenformationen, während sich bei höherer Feuchtigkeit Tannen-Buchenbestände einstellen. Die subalpine Stufe (1500–2100 m) bilden im Trièves lichte *Pinus-mugo*-Waldungen mit einem hohen Anteil an Kräutern. Die alpine Stufe fehlt hier (TONNEL & OZENDA 1964).

2. Die biostratigraphischen Ergebnisse

2.1.1. Die malakologische Analyse

Die in den untersuchten Feinablagerungen des R^{au} de l'Amourette gefundenen Molluskenreste erwiesen sich als wenig zahlreich und waren überdies stark zerkleinert. Die bestimmbar Fragmenten wurden nach der von LOZEK (1965) angegebenen Methode gezählt. Die unterschiedlichen Arten sind zu verschiedenen ökologischen Gruppen zusammengefaßt worden.

Von unten nach oben ergibt sich folgende malakologische Abfolge (Abb. 2):

A, 9a–1a (1979): Die Molluskenfauna ist verhältnismäßig arm, die Waldarten sind wenig zahlreich, die Vertreter offenen Geländes sind recht gut vertreten, während die Sumpfsarten praktisch ganz fehlen. Am stärksten sind die mesophilen Arten mit ihren guten Anpassungsmechanismen entwickelt. Die Molluskenfauna spiegelt ein noch kühles und eher trockenes Klima wider.

B, 1–3 (1981): Die xerophilen Steppenarten nehmen zu. Es herrschte ein warmes und nach oben mehr und mehr trockenes Klima.

C, 4–8 (1981): Die xerophilen Steppenarten verschwinden. Die Landschaft ist zeitweise offen, zeitweise mit einigen Bäumen und Büschen bestanden gewesen. Es herrschte ein trockenes und ziemlich warmes Klima vor.



D, 8—1 (1979), 28—10 (1981), 47—35 (1981): Es handelt sich um eine lange Periode, während der die Waldarten, insbesondere die wärme- und feuchtigkeitsliebenden Arten wie *Helicodonta obvoluta*, *Ena montana*, *Azeza menkeana*, *Acanthinula aculeata*, *Aegopinella nitidula*, *Orcula doliolum* und *Vitrea subrimata* zahlreich vertreten sind. Häufig trifft man überdies auf die teilweise in Wäldern lebenden Arten wie *Cepaea*, *Cochlostoma septem spirale* und *Discus rotundatus*. Die in Feuchtwäldern vorherrschenden Arten erscheinen nur im Niveau der Proben 15, 10 und 47. Die im offenen Gelände lebenden und die Steppenarten fehlen fast ganz. Im Umfeld der sterilen bis nahezu molluskenfreien Horizontbereiche 11—14, 42—46 und in einem geringeren Ausmaß auch von 35 zeigt die benachbarte Molluskenfauna durch Sumpfsarten wie *Succinea putris* und *Zonitoides nitidus* sowie im Wasser lebende Arten wie *Galba palustris*, *G. truncatula* und *Pisidium* eine sehr hohe Feuchtigkeit an. Es herrschte ein warmes Klima mittlerer Feuchtigkeit vor, das zur Entwicklung fast durchweg dichter Wälder Anlaß gegeben hat.

E, 34—55: Auf eine kurze Feuchtphase, während der der Wald verschwindet, folgen Horizonte, in denen Molluskenarten aus Steppen und offenen Landschaften dominieren. Dies gilt am ausdrücklichsten für die Probenbereiche 31 bis 55, denen Schotter zwischengeschaltet sind. Es herrschte ein ziemlich kaltes und überdies äußerst trockenes Klima vor.

F, 54—103: Die Steppenarten verschwinden langsam, die in feuchten Wäldern lebenden Mollusken sind anfangs (52, 50) recht zahlreich, treten jedoch weiter oben (108—106) zu Gunsten der in vegetationsarmen Landschaften lebenden immer mehr zurück. Auf die zwischengeschalteten Schotterlagen verweisen besonders feuchtigkeitsliebende Molluskenfaunen. Sie entsprechen einem kühlen (48, 107, 106), horizontweise aber auch einem recht trockenen Klima.

G, 102—72: In diesem Profilabschnitt lassen sich sieben Phasen unterscheiden:

- a, 102—93: Teilweise im Wald lebende und Feuchtwäldern angepaßte Arten sind vorhanden, aber ihre Zahl ist nicht sehr hoch. Es kommen einige Arten vor, die in offenen Landschaften leben, sehr viele stammen jedoch aus feuchten Standortbereichen. Es herrschte ein lichter Wald vor, der unter warmgemäßigten Klimabedingungen gewachsen ist. Oberhalb von 99 kommt nur noch eine Waldart vor, *Cepaea* fehlt und die mesophilen Arten sind gut vertreten.
- b, 92: Es ist ein beträchtlicher Anstieg des Waldkleides unter einem warmen, trockeneren Klima zu verzeichnen.
- c, 91—87: Der im Horizontbereich 91 stark zurückgegangene Wald und die Feuchtigkeit nehmen nach oben hin wieder beträchtlich zu. Das zu Beginn kühle Klima wird nach oben wesentlich wärmer.
- d, 84—80: Es wiederholt sich hier in groben Zügen die gleiche Vegetations- und Klimaentwicklung wie zwischen den Horizonten 91—87. Die Probe spiegelt einen Klimaübergang wider.
- e, 79—73: Der Wald wird lichter, einige Arten offener Ökotope erscheinen, aber die Temperatur ändert sich wenig.
- f, 72: Der Wald und die Temperatur gehen beträchtlich zurück.

H, 71—58: Es treten wieder thermophile, nur im Wald und teilweise im Wald lebende Arten wie *Cepaea* auf. Abgesehen vom Horizont 58, wo eine regelrechte Überschwemmung stattgefunden haben muß, war das Klima relativ trocken.

2.1.2. Die klimatische und zeitliche Stellung der malakologisch bearbeiteten Feinsedimente

Auf der Grundlage der Molluskenbestimmungen konnte eine Temperatur- und Feuchtigkeitskurve für die Feinablagerungen am Rau de l'Amourette entwickelt werden. Bei der Erstellung der Temperaturkurve wurden nicht nur die Waldarten, die z.T. im Wald lebenden Arten und die Feuchtwaldarten berücksichtigt, sondern auch die Steppenarten sowie einige mesophile Molluskenarten wie die *Helicigona Lapicida* und *Vitrea Contracta*, die keine zu niedrigen Temperaturen vertragen. Die Feuchtigkeitskurve beruht auf der Repräsentanz feuchtigkeits-, sumpf- und wasserliebender Arten, aber zum Teil auch der im Feuchtwald lebenden Arten. Alles in allem geben die Kurven nur allgemeine Tendenzen der Klimaentwicklung wieder, sie dürfen nicht verabsolutiert werden, am wenigsten dort, wo die Zahl der Molluskenreste gering war.

Aus der Analyse der Artenverteilung und der daraus abgeleiteten Klimakurven ergaben sich zwei Warmphasen, die durch eine kältere und im allgemeinen auch trockenere Phase getrennt werden. Es wäre jedoch möglich, eine zusätzliche Zäsur im Probenniveau 72 (= 740 m) zu ziehen. Die pollenanalytischen Ergebnisse im Bereich der Pollenproben 114 und 115 ebenso wie die sedimentologischen Analysen scheinen die Annahme eines Temperaturabfalles in diesem Niveau zu stützen. Auf alle Fälle ist auf Grund der malakologischen Befunde oberhalb von 740 m noch einmal mit einem warmen und gemäßigt feuchten Klima zu rechnen, unter dem sich ein dichter Wald entwickelt hat. Palynologisch hat sich das jedoch nicht bestätigt, da die tonigen Silte zwischen 741 und 746 m so gut wie keine Pollen enthalten.

Aus malakologischer Sicht könnten in den Feinablagerungen am Rau de l'Amourette von unten nach oben folgende spätpleistozänen KlimaePOCHen vertreten sein:

- a. Ein gut entwickeltes Eem
- b. Eine relativ kühle Phase
- c. Ein St.-Germain I
- d. Eine kurze Klimaverschlechterung
- e. Ein im oberen Teil gekapptes St.-Germain II.

2.2.1. Die palynologische Analyse

Das Auftreten von *Hedera* und thermophilen Laubbäumen in der Pollenzone 1 verweist darauf, daß das Klima damals nicht sehr kalt gewesen sein kann. Die hohen Werte von *Pinus* zeigen andererseits jedoch, daß auf Grund einer relativ ausgeprägten Trockenheit die anspruchsvolleren Baumarten vermutlich noch in der Minderzahl geblieben sind.

Im Verlauf der Pollenzonen 2 bis 11 ist das Klima wärmer und feuchter geworden. Die Vegetationsentwicklung ist in diesem Profilabschnitt so weit vorangeschritten, daß damals interglazialzeitliche Klimaverhältnisse geherrscht haben müssen. Aus einem sehr offenen Wald mit viel *Pinus*, vornehmlich auf Trockenstandorten und Lichtbäumen wie *Ulmus* und *Quercus*, entwickelte sich zu jener Zeit allmählich ein immer dichteres Waldkleid mit hohen *Corylus*-Anteilen. Daß schließlich zunehmend *Fagus*, *Carpinus* und *Abies* auftreten, zeigt an, daß die Waldformationen immer geschlossener geworden sind. Ab der Pollenzone 9 haben sich feuchtere Klimaverhältnisse eingestellt. *Abies* und *Carpinus* verdrängten *Pinus* aus der montanen Stufe. Die zunehmende Verbreitung von *Alnus*, aber auch von Cyperaceae, von *Dryopteris* und *Sphagnum* zeigen an, daß überdies die edaphische Feuchtigkeit im

engeren Umkreis der analysierten Ablagerungen zugenommen hat. Die hochinterglaziale Waldvegetationsphase fand ihr Ende im Übergangsbereich zwischen der Pollenzone 10 und 11. In den Pollenzonen 11 bis 13 finden sich dann so gut wie keine thermophilen Laubbäume mehr. *Pinus* und auf vermutlich feuchteren Standorten auch *Betula* dominierten in einer wahrscheinlich nur halboffenen Landschaft.

In der Pollenzone 14 und 15 setzt eine Klimaverbesserung ein, die sich in einer Abnahme von *Pinus* und einer Zunahme der thermophilen Laubbäume äußert. Die starke Verbreitung der Kräuterpollen könnte auf eine zunehmende Trockenheit verweisen. Die Pollenzone 16 spiegelt mit einem Anstieg von *Pinus* und einer Abnahme der thermophilen Laubbäume einen Klimarückschlag wider. In der Pollenzone 17 setzt dagegen mit der Ausbreitung von *Quercus* und *Corylus* sowie dem Rückgang von *Pinus* bereits wieder eine Klimaverbesserung ein. Die Anwesenheit von *Hedera* verweist dabei auf milde Winter, die von *Pinus* auf eine relative Trockenheit.

In der Pollenzone 18 zeigt die Zunahme von *Abies* und *Carpinus* sowie der Rückgang von *Corylus* ein Dichterwerden der Wälder an, die Zunahme von *Alnus* eine bessere Wasserversorgung. Die weite Verbreitung von *Fagus* in den Pollenzonen 19 und 20 verweist darauf, daß damals im Trièves zwischen 700 und 800 m ein Klima mit etwas ungünstigeren Wachstumsbedingungen als heute geherrscht hat. Die Vegetation der Pollenzone 21 spiegelt eine deutliche Klimaverschlechterung wider, die durch eine zunehmende Trockenheit und zurückgegangene Temperaturen gekennzeichnet war. Es herrschte wahrscheinlich eine halboffene Landschaft vor, deren Gehölzanteile von vereinzelt Kiefern bzw. kleineren *Pinus*-Beständen gebildet worden sind.

2.2.2. Die zeitliche Stellung der pollenanalytisch bearbeiteten Feinsedimente

Die pollenführenden Schichten wurden teilweise während zweier Warmzeiten interglazialzeitlichen Klimacharakters abgelagert, wobei sich die Vegetationsentwicklung in den Zonen 2 bis 10 und 14 bis 20 sehr ähnelt. Auf eine *Pinus*-Phase folgt jeweils eine *Pinus*-Eichenmischwald-, eine *Pinus-Corylus*-, eine *Carpinus-Abies*-, eine *Carpinus-Abies-Fagus*- und am Schluß wieder eine *Pinus*-Phase. Der Hauptunterschied zwischen den beiden Warmzeiten besteht darin, daß in der jüngeren (= R^{au} de l'Amourette II) ein durch geringe Repräsentanz thermophiler Laubbäume gekennzeichneter Klimarückschlag stattgefunden hat, der in der älteren Warmzeit (= R^{au} de l'Amourette I) fehlt. Zudem spielt *Fagus* in der *Carpinus-Abies*-Phase der Pollenzone 10 der unteren Warmzeit nur eine untergeordnete Rolle, während man im Bereich der Pollenzone 20 der oberen Warmzeit geradezu von einer *Fagus*-Zeit sprechen könnte, in der *Carpinus* und *Abies* keine große Bedeutung erlangt haben.

Hinsichtlich der *Carpinus-Abies*-Entwicklung ist zudem festzustellen, daß im Verlauf des R^{au} de l'Amourette I-Interglaziales sich diese beiden Baumarten gleichzeitig stark ausbreiteten, während im Verlauf der R^{au} de l'Amourette II-Warmzeit *Carpinus* deutlich vor *Abies* an Verbreitung gewann. In Verbindung mit den malakologischen und stratigraphischen Befunden sprechen diese Unterschiede dagegen, daß eine einzige Sedimentabfolge durch Rutschung zu einer Schichtverdoppelung geführt haben könnte.

Mit dem Holstein-Interglazial kann das R^{au} de l'Amourette I-Interglazial nicht korreliert werden, da die dafür typische Begleitflora von *Carya* und *Pterocarya* fehlt, die DE BEAULIEU (DE BEAULIEU & MONJUVENT 1979) in den etwa 30 km nordwestlich vom R^{au} de l'Amourette gelegenen und rund 250 m höheren pleistozänen Ablagerungen von Le Pompillon bei Villard-de-Lans im Vercors nachgewiesen hat. Zudem kann die R^{au} de l'Amourette II-Warmzeit nicht in das Eem gestellt werden, weil ihre klimatische Zweiteilung dem Eem fehlt.

Es ist aus palynologischer Sicht am wahrscheinlichsten, in Anlehnung an WOILLARD (1975, 1978) und WELTEN (1981, 1982a), das Rau de l'Amourette I-Interglazial dem Eem und die Rau de l'Amourette II-Warmzeit der ersten gemäßigten Warmphase nach diesem Interglazial zuzuordnen. Diese erste posteemzeitliche Warmphase ist durch einen Klimarückschlag zweigeteilt (GRÜGER 1979), der sich auch im entsprechenden Profilabschnitt des Rau de l'Amourette abzeichnet.

Eemzeitliche Feinsedimente wurden von DE BEAULIEU (1981) zudem im, verglichen mit dem Rau de l'Amourette, 30 km südlicheren und 250 m höher gelegenen Le Villard (Hautes Alpes) pollenanalytisch nachgewiesen. Wenn die sich palynologisch abzeichnende Klimaentwicklung in den Eem-Ablagerungen von Le Villard der der unteren Warmzeit des Rau de l'Amourette ähnelt, so spiegelt die in Le Villard stärkere Verbreitung von *Quercus*, *Pinus* und den Nichtbaumpollen, insbesondere von *Artemisia*, sowie das Zurücktreten von *Picea* den hier noch stärkeren mediterranen Klimaeinfluß wider.

Vergleicht man die eemzeitliche Abfolge der Rau de l'Amourette I-Warmzeit mit den in rund 280 m Höhe und fast 100 km weiter nördlich gelegenen Lignitformationen im Val du Bourget aus dem gleichen Interglazial (GREMMEN 1982), so stellt man fest, daß in der *Carpinus-Abies*-Phase dort *Fagus* keine Rolle gespielt hat, dagegen *Abies* und *Picea* stärker vertreten gewesen sind als im Trièves. Das Tremblay-Interstadial als erste posteemzeitliche Warmphase des Val du Bourget unterscheidet sich von der des Rau de l'Amourette II ebenfalls durch eine stärkere Präsenz von *Picea*, während *Fagus* dort kaum vertreten ist. Diese Diskrepanzen prägen auch die heutigen Vegetationsunterschiede (TONNEL & OZENDA 1964). Die klimatische Zweiteilung der ersten posteemzeitlichen Warmphase tritt jedoch am Rau de l'Amourette wie im Val du Bourget auf. Dies gilt ebenfalls für das pollenanalytische Profil aus dem Marais des Echets (DE BEAULIEU et al. 1980), das fast 150 km im NW des Rau de l'Amourette in 267 m Höhe gelegen ist. Wenn auch auf Grund der unterschiedlichen vertikalen und horizontalen Lage dort andere Baumarten vorkommen, spiegeln die Pollenkurven vom Marais des Echets und vom Rau de l'Amourette doch eine etwa gleiche Klimaentwicklung vom Eem in das erste darauffolgende sehr warme würmzeitliche Interstadial wider.

2.2.3 Vergleich der palynologischen mit den malakologischen Ergebnissen

Auf Grund im untersten Profilabschnitt fehlender Molluskenreste kann der Vergleich erst mit der Pollenzone 2, die eine Eichenmischwald-*Pinus*-Phase darstellt, einsetzen. Die hier verbreiteten mesophilen, sehr anpassungsfähigen Molluskenarten, die gleichzeitig stärker wechselnde Klimabedingungen anzeigen, entsprechen der genannten Vegetation. Sie herrschen auch noch in der *Pinus-Corylus*-Phase der Pollenzonen 3 bis 6 vor. Hier treten daneben jedoch noch für Wälder typische Molluskenarten auf sowie xerophile bzw. solche offener Landschaften.

In der eine Übergangsphase zwischen der *Pinus-Corylus*- und der *Carpinus-Abies*-Zeit darstellenden Pollenzone 7 finden sich Molluskenarten, die ebenso im Wald wie in offenem Gelände heimisch sind. Es kommen jedoch hier auch noch mesophile Arten vor, ganz im Gegensatz zu den nicht mehr auftretenden xerophilen Arten. Während der *Carpinus-Abies*-Phase der Pollenzone 8 und 9 verschwinden die für Steppen charakteristischen Molluskenarten. Nach oben zu treten dafür Sumpfschnecken gehäuft auf. Die Entwicklung zu feuchteren Klimabedingungen spiegelt sich auch darin wider, daß in der Pollenzone 10, einer *Carpinus-Abies-Fagus*-Phase, Molluskenarten dominieren, die charakteristisch für feuchte Wälder sind.

Während der *Pinus*-Phase der Pollenzonen 11 bis 13 nehmen die Steppenmollusken zu, feuchtigkeitsliebende Molluskenarten sind dagegen kaum noch anzutreffen. Die Zunahme sehr anpassungsfähiger Mollusken in der Pollenzone 13 sowie ganz oben sogar von Waldarten steht in Einklang mit der Vegetationsentwicklung, die in der Pollenzone 14 durch etwas feuchtere Klimabedingungen anzeigende Eichenmischwälder gekennzeichnet ist. Hier herrschen feuchte Wälder bevorzugende sowie meso- und hygrophile Molluskenarten vor. Auf Grund fehlender Mollusken zeichnet sich der darauf folgende Klimarückschlag malakologisch jedoch nicht ab.

Während der *Pinus-Corylus*-Phase der Pollenzone 17 sind anfangs noch die Steppenmollusken stärker vertreten, die im weiteren Verlauf jedoch zunehmend von in Wäldern lebenden Arten abgelöst werden. Neben mesophilen treten auch Sumpf- und im Wasser lebende Mollusken auf. Die *Carpinus-Abies*-Zeit (= Pollenzone 18) kennzeichnen malakologisch in erster Linie feuchte Wald- und mesophile Arten. Offenes Gelände bevorzugende Mollusken verschwinden am Ende dieser Phase, während Wasser- und Sumpfschnecken weiterhin stark vertreten sind. Während der darauf folgenden *Fagus-Carpinus-Abies*-Zeit (= Pollenzone 19–20) ändert sich an diesem Molluskenbestand nichts Wesentliches, abgesehen davon, daß nach oben hin die Sumpfmollusken stärker zunehmen.

In der Pollenzone 21, die einen ausgeprägten Klimarückschlag widerspiegelt, beginnen die palynologischen und pollenanalytischen Befunde entscheidend zu klaffen. Dies gilt vor allem für die obersten Feinablagerungen zwischen 741 und 746 m. Die zwanzig palynologisch bearbeiteten Proben mit ihrem ganz fehlenden bzw. geringen Pollengehalt von *Pinus*, *Betula*, Gramineae und Liguliflorae kontrastieren nämlich scharf mit der hier angetroffenen malakologischen Warmzeitfauna. Eine plausible Erklärungsmöglichkeit für diese eigenartige biostratigraphische Diskrepanz zwischen der Pollenflora und Molluskenfauna konnte nicht gefunden werden.

3. Die chronostratigraphischen Befunde

Die bisher vorliegenden ^{14}C -Datierungen vom großen Aufschluß auf der SW-Seite des Rau de l'Amourette (Abb. 5) stehen bei sachgemäßer Interpretation in keinem Gegensatz zur Zuordnung der hier anstehenden Feinsedimente in das letzte Interglazial bzw. frühe Würm, ergab doch eine in Groningen durchgeführte Altersbestimmung aus den obersten Holzlagen ein Mindestalter von 51 500 B.P. (HANNSS 1982: Tab. 2). Diesem Wert ziemlich nahe kommt das in Lyon erzielte Mindestalter von 46 000 B.P. (EVIN et. al. 1979: 424) für eines der von ARCHAMBAULT hier entdeckten fossilen Hölzer, deren stratigraphische Positionen leider unbekannt sind. Auf Grund des Groninger Mindestalters von 51 500 B.P. für den obersten Holzhorizont ist jedoch davon auszugehen, daß die drei zwischen 43 000 und 45 000 B.P. liegenden und ebenfalls in Lyon gewonnenen endlichen Daten für andere von ARCHAMBAULT geborgene Hölzer aus dem großen Rau de l'Amourette-Aufschluß durch nicht völlig ausgemerzte Probenverunreinigungen zustande gekommen sind.

Eine von MANGINI (schriftl. Mitt. vom 19.5.1983) in Heidelberg durchgeführte Datierung von Mollusken aus dem gleichen Aufschluß zwischen 712–714 m nach der $^{230}\text{Thorium}$ - $^{234}\text{Uran}$ -Methode ergab zwei Messungen zufolge je ein Alter zwischen 77 000 und 63 000 B.P. (= 70 000 B.P.) bzw. 84 000 und 51 000 B.P. (= 66 000 B.P.). Diese beiden für das letzte Interglazial zu jungen Daten sind wahrscheinlich dadurch zu erklären, daß in die sehr dünnen Molluskenschalen, die zur Altersbestimmung verwendet werden mußten, nachträglich Uran diffundiert ist. Man kann sie deshalb wohl nur als Mindestalter werten (MANGINI, mündl. Mitt. vom 8.2.1984).

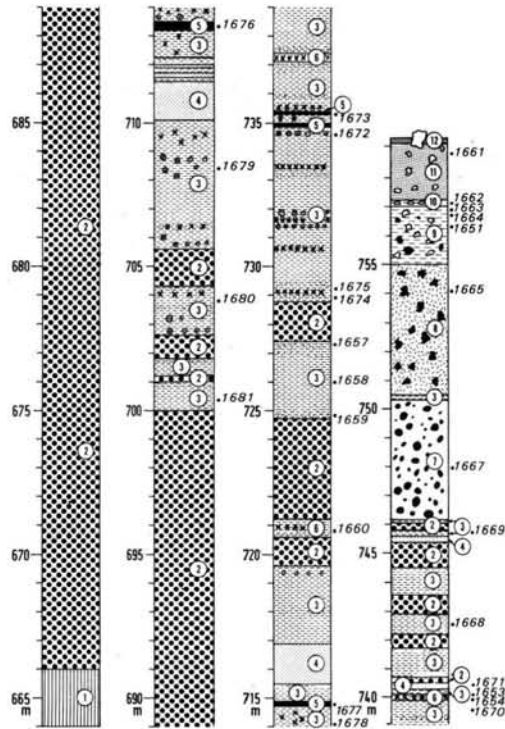


Abb. 5: Lithologisches Profil der spätpleistozänen Ablagerungen am Rau de l'Amourette. Die Zahlen auf der rechten Seite der Profile geben die Positionen der Proben wieder, die in Abb. 7 erscheinen.

- 1 = Anstehende dunkle Schiefer der Terres Noires (Callovien, Dogger).
- 2 = Horizontal eingeregelte Kalkgerölle mit zahlreichen kantigen Einzelkomponenten. Die Gerölldurchmesser erreichen 25 cm, die Matrix ist grobsandig bis kiesig.
- 3 = Häufig mit inkohlten Pflanzenresten, Hölzern und Mollusken durchsetzte siltige Tone. Zwischen 712 und 714 m weisen sie nach der ^{230}Th - ^{234}U -Methode ein Absolutalter von rund 70 000 B.P. bzw. 66 000 B.P. auf.
- 4 = Silte und Feinsande, stellenweise verlehmt.
- 5 = Meist stärker tonige und von Schill- bzw. Seekreidehorizonten sowie Hölzern durchsetzte Schieferkohlen. Die höchsten Holzlagen weisen ein Radiokarbon-Mindestalter von 51 500 B.P. auf.
- 6 = Dunkle, mit organischem Feinmaterial und Holzresten angereicherte Tone. Die größeren Stämme stecken häufig senkrecht in ihnen.
- 7 = Uneingeregelter Kalk-Vorstoßschotter.
- 8 = Ungeschichtete Moräne mit einer Vielzahl gekritzter, vorwiegend aus kalkigem Material bestehender Geschiebe.
- 9 = Geschichtete, lehmige Grundmoräne mit überwiegenden Kristallingeschieben.
- 10 = Ungeschichtete, fast nur mit Kristallingeschieben durchsetzte Grundmoräne.
- 11 = Braun verlehmt, nahezu kalkfreier B-Horizont mit kristallinem Bodenskelet.
- 12 = Vorwiegend aus Rohhumus bestehender A-Horizont.

Für die basalen Hölzer, die auf der W-Seite des untersten R^{au} de Pompe Chaude geborgen worden sind (Abb. 6), hat sich ein ¹⁴C-Mindestalter von 50000 B.P. ergeben (HANSS 1982: Tab. 2). Eine nach der Elektronen-Spin-Resonanz-Methode von IKEYA (schriftl. Mitt. vom 7.2.1984) durchgeführte Datierung von Gipskristallen, die in den siltigen Tonen auf der E-Seite des untersten R^{au} de Pompe Chaude stecken, ergab ein ungefähres Alter von 50000 B.P. Es beruht auf einer gemessenen Äquivalenzdosis von 5 krad und einer geschätzten jährlichen in- und externen Strahlungsdosis von 0.1 rad/Jahr.

Das Prinzip der Elektronen-Spin-Resonanz-Datierung besteht darin, die ungepaarten paramagnetischen Elektronen zu messen, die durch natürliche radioaktive Strahlung in Elektronenfallen gelangen. Letztere befinden sich in Kristallgittern von Mineralen. Das Alter der Proben ergibt sich aus der Division der Strahlungsmenge, die sie bis zum Meßzeitpunkt erhalten haben (= Äquivalenzdosis), und der jährlichen Strahlungsdosis, die von ihnen und dem sie umgebenden Sediment ausgeht (= in- und externe Strahlungsdosis).

Wenn die Feinablagerungen auf der E-Seite des untersten R^{au} de Pompe Chaude ein ähnliches Alter wie die letzterglazial- bis frühwürmzeitlichen auf der SW-Seite des R^{au} de l'Amourette aufweisen, was lithostratigraphisch denkbar wäre, müßten sich die in ihnen steckenden Gipskristalle erst in einem beträchtlichen zeitlichen Abstand zur Akkumulation dieser Feinsedimente selbst gebildet haben, vorausgesetzt, daß das wahrscheinliche Alter von 50000 B.P. für die datierten Gipse ihrem tatsächlichen sehr nahe kommt.

Es ist jedoch bis jetzt noch nicht mit völliger Sicherheit auszuschließen, daß die siltig-tonigen Ablagerungen auf der E-Seite des untersten R^{au} de Pompe Chaude insgesamt glazialer Natur sind, so wie das MONJUVENT (1978: 219) postuliert hat. Das von IKEYA ermittelte Alter von 50000 B.P. für die in ihnen steckenden Gipskristalle könnte dann als ein Hinweis für den von MONJUVENT (1973: 70) und HANSS (1982: 118 und Tab. 13), wenn auch in differenzierter Form, postulierten Würm-II-Vorstöß interpretiert werden. Die Gipskristalle hätten sich in diesem Fall jedoch recht rasch nach der Akkumulation der siltig-tonigen Ablagerungen bilden müssen, in denen sie stecken, da der frühwürmzeitliche Hauptgletschervorstöß des Würm-II zwischen 70000 und 50000 B.P. stattgefunden haben dürfte (WOILLARD & MOOK 1982: 159).

4. Die lithologisch-geomorphologischen Ergebnisse und Probleme

Die 35 m mächtigen Liegendschotter auf der SW-Seite des R^{au} de l'Amourette stellen horizontal eingeregelter, grobe Lokalablagerungen dar (Abb. 5). Ihre Matrix ist grobsandig bis kiesig. Die hangenden Feinablagerungen überdecken sie diskordant. Dies zeigt sich auf der NE-Seite des R^{au} de l'Amourette noch deutlicher. Hier durchsetzen augenscheinlich glaziolakustre Bildungen den Basisbereich der tonig-siltigen Feinablagerungen. Zusammen mit der ebenfalls Kristallin führenden glaziolakustren Schicht, die auf der E-Seite des untersten R^{au} de Pompe Chaude die liegenden Schotter von den hangenden Feinsedimenten trennt, könnte dies ein Hinweis dafür sein, daß zwischen der Ablagerung der Basisschotter und den darüber anstehenden Tonen und Silten eine Fernvergletscherungsphase anzusetzen ist, während der Drac-Eismassen in das Trièves eingedrungen sind (Abb. 6).

Die zwischen 700 und 746 m auf der linken Seite des R^{au} de l'Amourette aufgeschlossenen Feinablagerungen setzen sich zu teilweise weit über 50% aus lakustren Tonen und Silten zusammen (Abb. 7). Auf Grund der biostratigraphischen Ergebnisse ist davon auszugehen, daß sie während des letzten Interglazials bzw. der ersten frühwürmzeitlichen Warmzeit abgelagert worden sind, damals also hier Akkumulationsvorgänge vorgeherrscht haben.

müssen, während unter dem gegenwärtigen warmzeitlichen Klima im Trièves eher Erosionsprozesse dominieren. Verantwortlich dafür sind höchstwahrscheinlich Reliefverhältnisse zu machen, die glazial bedingt nach der vorletzten Eiszeit hier einen wesentlich anderen Charakter als nach der letzten Eiszeit aufgewiesen haben.

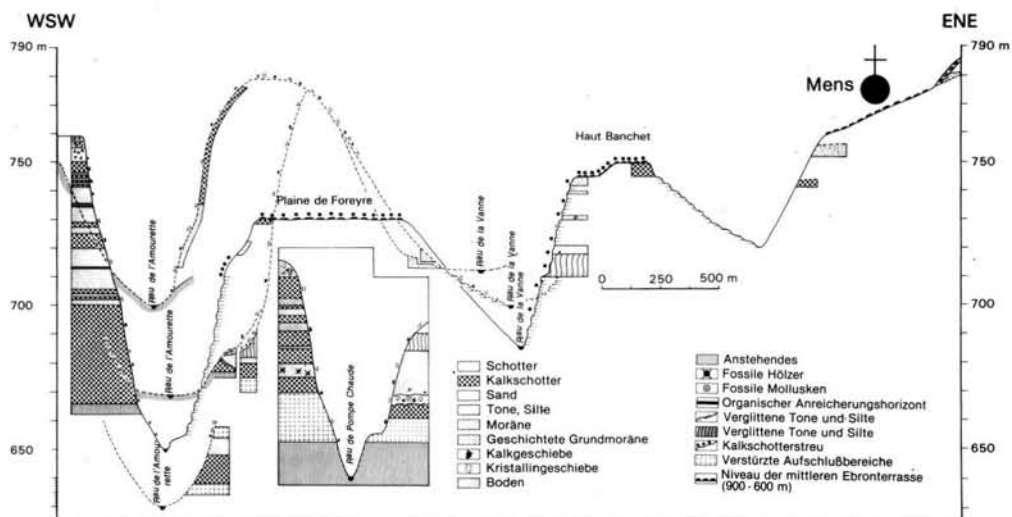


Abb. 6: Lithologisches Profil der spätpleistozänen Ablagerungen im Mensois.

Für die in den tonig-siltigen Ablagerungen auf der rechten Seite des Rau de Pompe Chaude steckenden Gipskristalle hat sich nach der Elektronen-Spin-Resonanz Methode ein wahrscheinliches Absolutalter von ungefähr 50 000 B.P. ergeben. Die basalen Hölzer auf der linken Talseite weisen dagegen ein nach der Radiokarbonmethode ermitteltes Mindestalter von 50 000 B.P. auf.

Dort, wo in den Feinablagerungen auf der SW-Seite des Rau de l'Amourette der Kalkgehalt absinkt, nimmt tendenziell der organische Substanzen zu. Dies ist vor allem in den Straten der Fall, die den biostratigraphischen Befunden zufolge unter besonders günstigen Klimabedingungen abgelagert worden sind. Der niedrige Kalkgehalt könnte dabei dadurch bedingt sein, daß es während der Warmzeiten zu intensiven Bodenbildungsprozessen gekommen ist, und so damals verstärkt kalkarmes Material in die Gewässer eingetragen wurde. Durch einen Anstieg des Kalkes und einen Rückgang der organischen Substanzen zeichnet sich demgegenüber der Profilbereich zwischen 739,5 und 740,5 m aus, der den palynologischen und bedingt auch den malakologischen Befunden zufolge durch eine Klimaverschlechterung bzw. durch einen Klimarückschlag mit anschließender Besserung gekennzeichnet ist. Das oligotrophe Ablagerungsbedingungen widerspiegelnde Auftreten von 3 cm mächtiger Seekreide (Pr. 1653 in Abb. 5 und 7) könnte ebenfalls auf eine Temperaturabsenkung im Niveau von 740 m verweisen.

Die Zunahme der Kalkschotter, die den Feinsedimenten zwischen 740 und 746 m zwischengeschaltet sind, und das Fehlen fossiler Hölzer ist eventuell als eine Bestätigung der pollenanalytisch wahrscheinlichen Klimaverschlechterung in diesem Profilabschnitt zu deuten. Die sedimentologischen Daten für die Feinablagerungen (Abb. 7, Pr. 1668, 1669) stützen demgegenüber eher den malakologischen Befund warmzeitlicher Klimabedingungen, die während ihrer Akkumulation geherrscht haben. Sowohl in Übereinstimmung mit den palynologischen wie den malakologischen Ergebnissen sind die zwischen 720 und 729 m

auf tretenden, relativ mächtigen Kalkschotterlagen als Zeugnis für ein sich verschlechterndes Klima anzusehen. Entgegen den von WELTEN (1982b: 167–168) in den Schweizer Alpen erzielten Ergebnissen zeigen sie jedoch an, daß es zwischen dem Eem und der ersten früh-

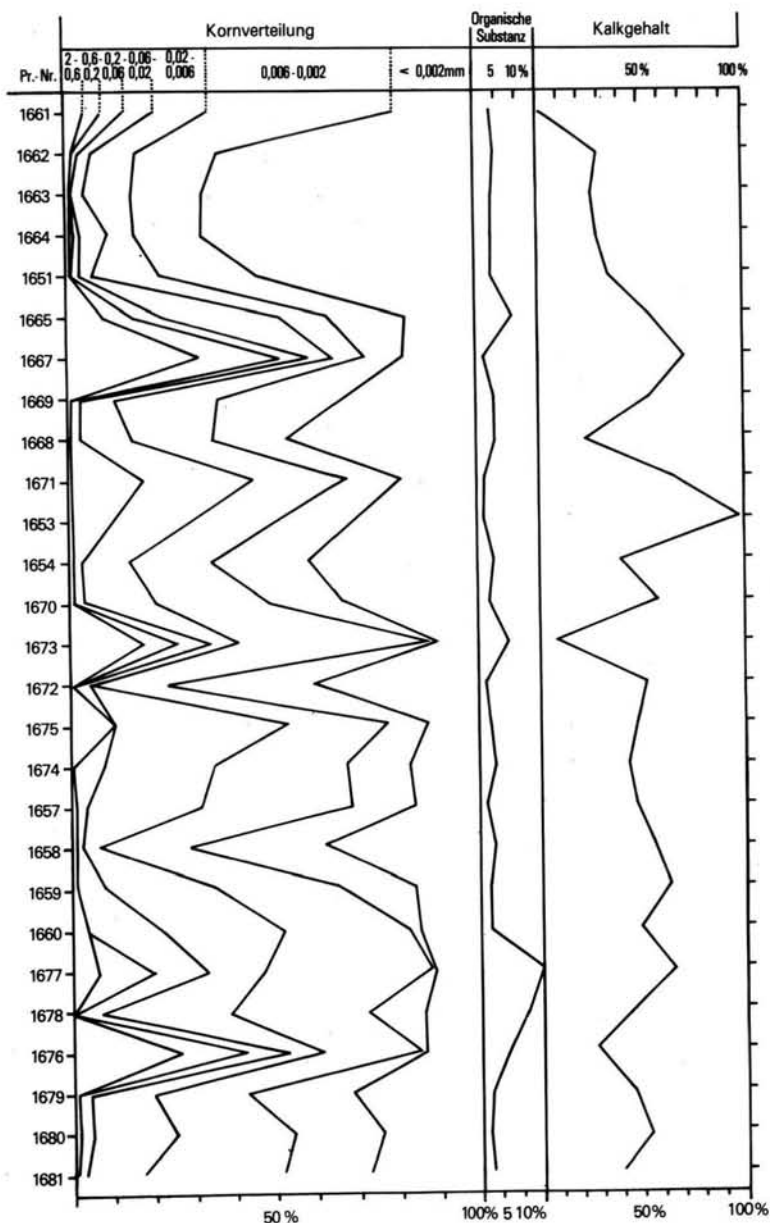


Abb. 7: Sedimentologisches Profil der Rau de l'Amourette-Ablagerungen.

wärmzeitlichen Warmzeit im Trièves zu keinem bedeutsamen Gletschervorstoß gekommen ist. Im Val du Bourget (GREMMEN 1982: Fig. 14; HANNSS 1982: 185) konnte dies ebenfalls nachgewiesen werden.

Die Schichtglieder im großen Aufschluß auf der SW-Seite des R^{au} de l'Amourette über den bei 746 m endenden Feinablagerungen spiegeln durch das Auftreten grober Kalk-Vorstoßschotter das Herannahen stadial-glazialer Klimabedingungen wider. Die beiden hangenden Moränenformationen zeigen, daß sich zuerst ein fast nur Kalkgeschiebe führender lokaler Gletscher über die Vorstoßschotter geschoben hat. Erst danach dürfte der aus dem kristallinen Pelvoux-Massiv vorgerückte Dracgletscher in das Trièves eingedrungen sein. Im Gegensatz zu der von MONJUVENT (1978: 218) geäußerten Ansicht ist das Trièves während der letzten Kaltzeit mit Sicherheit noch sowohl lokal — wie auch fernvergletschert gewesen, vorausgesetzt, daß die moränenüberlagerten Feinsedimente am R^{au} de l'Amourette tatsächlich aus dem letzten Interglazial bzw. Frühwürm stammen.

Zwischen Mens und dem unteren R^{au} de Pompe Chaude stehen an mehreren Stellen in ungefähr gleichen Niveaus wie die warmzeitlichen Seeablagerungen auf der SW-Seite des R^{au} de l'Amourette, aber auch darunter, tonig-siltige Feinsedimente an, die häufig wie dort über Schotter akkumuliert worden sind. MONJUVENT (1978: 219) hat diese Feinablagerungen im Trièves, auch die fossilführenden am R^{au} de l'Amourette und am R^{au} de Pompe Chaude, generell als glazio-lakustre Tone bezeichnet und seinem Würm-II zugeordnet. Sie sollen ihm zufolge (1978: 161) in einem Eisstausee sedimentiert worden sein. Dieser hätte sich dadurch gebildet, daß der Isère-Gletscher das untere Drac- und Gressetal blockierte. In den beobachteten Aufschlüssen weisen die meist gut geschichteten Feinablagerungen jedoch abgesehen von wenigen basalen Lagen makroskopisch keinen glaziolakustren Charakter auf. Bis auf den R^{au} de l'Amourette und den R^{au} de Pompe Chaude wurden in ihnen aber bisher auch keine Fossilien beobachtet. Sechs Proben vom Südfall des Haut-Banchet aus dem 720 m-Niveau erwiesen sich als pollenleer.

Nach dem Ende der letzten Vergletscherung haben sich im Trièves wie längs des mittleren Drac geomorphologisch teilweise sehr eindruckliche Terrassensysteme entwickelt (MONJUVENT 1973, 1978. Abb. 1). Eine Korrelierung dieser Terrassen aus dem Ebron-Einzugsgebiet mit denen am Drac ist deshalb schwierig, weil unterhalb der Vanne-Mündung in den Ebron nur noch ganz wenige Reste von ihnen erhalten geblieben sind.

Die kaltzeitliche Aufschüttung der relative Höhen von gut 300 m erreichenden Terrassen am Drac und im Trièves ergibt sich daraus, daß sie teilweise mit Dévoluy-Moränen verzahnt sind bzw. in steilen, gebirgsrandnahen Schwemmkegeln wurzeln (MONJUVENT 1973: 96, 91; HANNSS & WEGMÜLLER 1978: 208). Im Talschluß des Ebron unterhalb Tréminis überlagern die Schotter des unteren Ebron-Terrassensystems eine kristallin- und kalkführende Fernmoräne (MONJUVENT 1978: 223), die entgegen der Konzeption dieses Autors durchaus wärmzeitlich sein könnte. Wenn die moränenüberdeckten Feinablagerungen auf der SW-Seite des R^{au} de l'Amourette aus dem letzten Interglazial bzw. Frühwürm stammen, dann sind zwangsläufig alle Terrassen am Drac und im Ebron-Einzugsgebiet erst nach der maximalen Ausdehnung der wärmzeitlichen Gletscher im Trièves entstanden. Das höchste Drac-Terrassensystem ist wegen der stadialen Schneegrenze, die während ihrer Bildung geherrscht hat, auf alle Fälle noch als innerwärmzeitlich einzustufen (HANNSS 1982: 123).

Wenn man die Entstehung der unter dem höchsten Drac-Niveau entwickelten Terrassensysteme, die mit bis zu 150 m immer noch beträchtliche relative Höhen aufweisen, nicht ebenfalls als talaus durch Toteis aufgestaute Akkumulationen bzw. als rein fluviatile Bildungen des alpinen Spätglazials ansehen will, käme für ihre Aufschotterung wenigstens partiell

am ehesten noch das letzte würmzeitliche Hauptstadial nach dem Stillfried-B in Betracht. Während dieser Endphase des Würm hat zumindestens der Isère-Gletscher den Ergebnissen von MALENFANT (1969: 1382) zufolge mit ziemlicher Sicherheit seine Maximalausdehnung nicht erreicht. Dadurch wäre zeitlich und eventuell auch räumlich eine theoretische Möglichkeit für kräftige Akkumulationen der Flüsse im Trièves und am mittleren Drac gegeben.

5. Schriftenverzeichnis

- BEAULIEU, J.-L. DE (1981): Les dépôts pleistocènes du Serre du Villard (Hautes Alpes). Analyses polliniques. — *Géologie Méditerranéenne*, 8:161—166; Aix-en-Provence.
- EVIN J., MANDIER, P., MONJUVENT, G. & REILLE, M. (1980): Les Echets: un marais capital pour l'histoire climatique du Quaternaire rhodanien. — *Mém. Muséum National d'Histoire Naturelle, Série B. Botanique*, 27: 123—136; Paris.
- BOURDIER, F. (1961—62): Le bassin du Rhône au Quaternaire. — 364 S., 296 Abb.; Paris (Editions du CNRS).
- EVIN, J., MARIEN, G. & PACHIAUDI, C., (1979): Lyon Natural Radiocarbon Measurements VIII. — *Radiocarbone*, 21: 405—452; New Haven.
- GREMMEN, W.H.E. (1982): Palynological investigations of Late-Pleistocene deposits in southeastern France. — 94 S., 13 Abb., 3 Tab., 11 Taf.; Groningen.
- GROOTES, P.M. (1977): Thermal diffusion isotopic enrichment and radiocarbon dating beyond 50000 years B.P. — 221 S., 66 Abb., 45 Tab.; Groningen.
- 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 u. Gegenwart*, 29: 23—24; Öhringen.
- HANNSS, CH. (1982): Spätpleistozäne bis postglaziale Talverschüttungs- und Vergletscherungsphasen im Bereich des Sillon alpin der französischen Nordalpen. — *Mitt. Kommission f. Quartärforschung der Österreichischen Akademie der Wissenschaften*, 4: 213 S., 58 Abb., 18 Tab., 13 Taf.; Wien.
- & WEGMÜLLER, S. (1978): Zur Altersstellung würmkaltzeitlicher Lokalgletschermoränen im Dévoluy und in der Belledonne (französische Alpen). — *Z. Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 12: 205—222; Innsbruck.
- LOZEK, V. (1965): Problems of analysis of the quaternary nonmarine molluscan fauna in Europe. — *Int. Studies on the Quaternary, Papers prepared of the VII Congress of the International Association for Quaternary Research, Boulder, Colorado, 1965. Special Papers of the Geological Society of America*, 84: 201—218; New York.
- MALENFANT, M. (1969): Découverte d'une industrie moustérienne de surface sur le plateau des Guillets (massif du Vercors, Isère). — *Comptes Rendus Hebdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences, Série D*, 268: 1380—1383; Paris.
- MONJUVENT, G. (1973): La transfluence Durance-Isère. Essai de synthèse du Quaternaire du bassin du Drac (Alpes françaises). — *Géologie Alpine*, 49: 57—118; Grenoble.
- (1978): Le Drac. Morphologie, stratigraphie et chronologie quaternaires d'un bassin alpin. — 433 S., 192 Abb.; Grenoble.
- NAMBI, K.S.V. (1982): ESR und TL dating studies on some marine gypsum crystals. — *PACT*, 6: 314—321; Strasbourg.

- PUISSEGUR, J.J. (1976): Mollusques continentaux quaternaires de Bourgogne. — Mém. Géologique de l'Université de Dijon, 3: 241 S., 28 Taf.; Dijon.
- TONNEL, A. & OZENDA, P. (1964): Séries de végétation de la moitié Sud du département de l'Isère. — Documents pour la Carte de la Végétation des Alpes, 2: 9–35; Grenoble.
- WELTEN, M. (1981): Verdrängung und Vernichtung der anspruchsvollen Gehölze am Beginn der letzten Eiszeit und die Korrelation der Frühlärm-Interstadiale in Mittel- und Nordeuropa. — Eiszeitalter u. Gegenwart, 31: 187–202; Öhringen.
- (1982a): Stand der palynologischen Quartärforschung am schweizerischen Nordalpenrand. — Geographica Helvetica, 37: 75–83; Bern.
- (1982b): Pollenanalytische Untersuchungen im jüngeren Quartär des nördlichen Alpenvorlandes der Schweiz. — Beit. Geologischen Karte der Schweiz, N.F., 156: 174 S., 17 Abb., 8 Tab., 44 Taf.; Bern.
- WOILLARD, G.M. — (1975): Recherches palynologiques sur le Pleistocène dans l'Est de la Belgique et dans les Vosges Lorraines. — Acta Geographica Lovaniensia, 14, 118 S., 40 Abb., 8 Tab.; Louvain.
- (1978): Grande Pile peat bog: a continuous pollen record for the last 140 000 years. — Quaternary Research, 9: 1–21; New York.
- & MOOK, W. (1982): Carbon-14 dates at Grande Pile: Correlation of land and sea chronologies. — Science, N.S. 215: 159–161; Washington.

Manuskript eingegangen am 9.4.1984.

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	34	105—129 10 Abb., 3 Tab.	<i>Hannover 1984</i>
----------------------------------	----	----------------------------	----------------------

Zur jungpleistozänen und holozänen Entwicklung des Werratal zwischen Hannoversch-Münden und Philippsthal (östl. Bad Hersfeld)

KARL-ULRICH BROSCHE*

Herrn Prof. Dr. W. WÖHLKE zum 60. Geburtstag gewidmet

Development, Werra Valley, lower terrace, gravel, finer grained sediment, fluvial history, Late Glacial, Early Holocene, peat bog, former channel, meadow loam, black meadow soil, loess.
Hessen Depression, Witzenhausen Altenburschla Region, Hessen.
TK 25 Nr.: 4625, 4725

Kurzfassung: Im unteren und mittleren Werratal läßt sich eine 5—8 m ü. Talaue gelegene Terasse ausgliedern, die an mehreren Lokalitäten eine weite Verbreitung hat und aufgrund ihres Aufbaus und ihrer Deckschichten (z.T. Löß) als hochwürmzeitliche Niederterrasse eingestuft wird. Sie wurde schon im Spätglazial durch 0,5—1,0 m tiefen Rinnen zerschnitten, die von wahrscheinlich umgelagerten Niederterrassenschottern oder feinkörnigeren Sedimenten wieder aufgefüllt wurden. Die spätglaziale und frühholozäne Flußgeschichte läßt sich dank zeitweilig günstiger Aufschlußverhältnisse bei Eschwege recht gut rekonstruieren (Abb. 6 und 7). Dies gelingt hier besser als im Werraabschnitt auf dem Gebiet der DDR, der von ELLENBERG (1967 bis 1975) sehr genau untersucht worden ist. „Ried“ablagerungen in ehemaligen Werrarinnen können präallerrözeitlichen und jungtundrenzeitlichen bis borealen Alters sein. Wie im Leinetal finden sich im Werratal zwei verschiedene alte Auelehme, von denen der ältere stellenweise eine wahrscheinlich dem postglazialen Klimaoptimum zuzuordnende Auen-Schwarzerde trägt. In den „Ried“ablagerungen konnten 12 Flußmuschel- bzw. -schneckenarten gefunden und bestimmt werden.

Investigations into the Late Pleistocene and Holocene Development of the Werra Valley between Hannoversch-Münden and Philippsthal (east of Bad Hersfeld)

In the lower and middle Werra valley a terrace is located 5—8 m above the valley plain. It attains a considerable width in several places, its structure and overburden (sometimes loess) indicate a High Wuermian lower terrace. Probably during the Late Glacial it was dissected by 0.5—1.0 m deep chan-

* Anschrift des Autors: Priv.-Dozent Dr. K.-U. BROSCHE, Institut f. Physische Geographie der Freien Universität Berlin, Grunewaldstr. 35, 1000 Berlin 41.

Herrn Prof. Dr. E. BIBUS, Tübingen, und Herrn Dr. SCHEER, Frankfurt, danke ich für die Untersuchung mehrerer Tuffproben, die ich erstmals 1974 in mehreren Aufschlüssen des Werratales in der Umgebung von Eschwege fand. Herrn Dr. H. SCHÜTT, Düsseldorf, gilt mein Dank für die Bestimmung von Flußmuscheln und -schnecken. Dem Ehepaar DÖLLE, Standort für Erdwissenschaften der FU Berlin Eschwege, danke ich herzlich für die jahrelange Unterstützung bei meinen Untersuchungen im Eschweyer Gebiet. Herrn Wiss. Ass. Dr. M. WALTHER, Berlin, danke ich für den Hinweis auf den Aufschluß bei Freudenthal.

nels, which were subsequently infilled by probably redeposited lower-terrace gravel or finer-grained sediment. Owing to temporarily accessible exposures near Eschwege, the Late Glacial and Early Holocene fluvial history may be reconstructed more satisfactorily here than in the GDR section of the Werra, which ELLENBERG investigated thoroughly (1967–1975). "Ried" (peat bog) deposits in former Werra channels may be pre-Alleröd and early Tundra to Boreal in age. Like the Leine valley, the Werra valley contains two "Auelehne" (meadow loam) of different ages, the older of which is covered in places by an "Auen-Schwarzerde" (black meadow soil), probably formed during the post-glacial climatic optimum. Twelve species of river molluscs were found and determined.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung: Untersuchungsgebiet, Problemstellung und Literaturüberblick
2. Die Werra-Niederterrasse und die Talaue
 - 2.1. Einführung und Überblick
 - 2.2. Die 5- bis 8-m-Trasse
3. Die spätglaziale und holozäne Überformung des Werratalbodens
 - 3.1. Einleitung
 - 3.2. Der Ried bei Eschwege und Schwebda
 - 3.3. Ältere Schotterumlagerungen und Schotterrinnen über dem Werra-Niederterrassen-Schotterkörper
 - 3.4. Die spätglaziale Überformung des Werratalbodens durch Rinnen
 - 3.5. Schichtfolgen-Variante
4. Zusammenfassung
5. Schriftenverzeichnis

1. Einleitung:

Untersuchungsgebiet, Problemstellung und Literaturüberblick

Untersuchungsgebiet ist das mittlere und untere Werratal, d.h. der Talabschnitt zwischen Hannoversch-Münden und Heldra (südl. Wanfried) sowie die zur Bundesrepublik Deutschland gehörenden Talabschnitte zwischen Herleshausen und Wommen, bei Kleinen-see, bei Obersuhl sowie zwischen Widdershausen und Philippsthal östl. Bad Hersfeld.

In diesem Untersuchungsraum wurden in den Jahren 1968 bis 1979 alle Aufschlüsse systematisch beobachtet und aufgenommen. Viele davon sind in der Zwischenzeit wieder verschwunden. Im Mittelterrassenbereich, der ebenfalls untersucht wurde, aber hier noch ausgespart bleibt, wurden in verschiedenen Aufschlüssen Aufgrabungen und Bohrungen durchgeführt, um die häufig in einiger Tiefe befindlichen Felssockel zu erreichen (Tab. 2).

Im Niederterrassenbereich findet z.Z. die hauptsächliche Ausbeutung des sehr geschätzten — weil Grundgebirgsschotter enthaltenden — Werrakieses statt, so daß hier eine große Anzahl von Kiesgruben aufgenommen werden konnte. Diese befinden bzw. befanden sich zum überwiegenden Teil zwischen Bad Sooden-Allendorf und Wanfried, während das untere Werratal, dem die Studie von MENSCHING (1953) gewidmet ist, zwischen 1968 und 1979 sehr wenige brauchbare Aufschlüsse aufwies. Durch das Abpumpen des Grundwassers

in einigen Niederterrassenschotter-Gruben im Raume Eschwege war es möglich, den Niederterrassenschotterkörper und seine Deckschichten bis auf den liegenden Felssockel hinab zu verfolgen.

Unter den älteren Arbeiten verdient die Studie von MEINECKE (1913) besondere Beachtung, da der Autor das gesamte Werratal systematisch nach Schotterkörpern absuchte und detaillierte Kartierungen vornahm. In dieser Arbeit finden vor allem die älteren Terrassen und Schotterkörper Beachtung.

Die erste Werralarbeit mit klimatisch-morphologischer Fragestellung legte MENSCHING (1953) für das untere Werratal vor, wobei er seine Beobachtungen auf die 50- bis 55-m-Terrasse und die jüngeren Terrassen beschränkt und eine periglazialmorphologische Kartierung des gesamten Tal- und Hangbereiches zwischen Hedemünden und Bad Sooden-Allendorf liefert. MENSCHING (1953) unterscheidet neben dem breiten Talboden oberhalb des rezenten Flußeinschnittes, bei dem entweder Niederterrassenschotter oder holozäner Auelehm an die Oberfläche treten, eine untere Mittelterrasse, die er auch Hauptmittelterrasse nennt. Dieser etwa 4–6 m mächtige Akkumulationskörper, bei dem mehrere Meter mächtige Schotter von Flußsanden überlagert werden, liegt auf einem 3–6 m über der Talaue befindlichen Felssockel (1953: 98). Diese Hauptmittelterrasse, die sehr regelmäßig auch als morphologische Terrasse auftritt, zeigt infolge aufliegender, unterschiedlich mächtiger würmzeitlicher Schuttablagerungen nicht immer die gleiche Höhe.

Im Anschluß an die Untersuchungen von MENSCHING (1953) ist zu überprüfen, ob sich die von ihm für das untere Werratal erzielten Ergebnisse auf das mittlere Werratal übertragen lassen. Dabei stellt sich zusätzlich die Frage, ob die von MENSCHING (1953) in seiner Periglazial-Morphologischen Karte des unteren Werratales auskartierten rißzeitlichen Hauptmittelterrassen (z.B. bei Freudenthal bzw. Ermschwerd und bei Bad Sooden-Allendorf) als solche bestätigen lassen, oder ob es sich um würmzeitliche obere Niederterrassen handelt.

GARLEFF (1966) kommt durch Analyse der Sedimente und fossilen Böden zu dem Ergebnis, daß in der Werraweitung bei Unterrieden durch eine lokale Absenkung aufgrund von Salzauslaugung im Untergrund eine Sondersituation vorliegt. Er fand die Mittelterrassenschotter nicht auf einem deutlich über dem Werra-Talboden liegenden Felssockel, sondern stellte eine Schotterbasis unter dem Talbodenniveau fest.

Die jüngsten und modernsten Arbeiten zur Werratalgeschichte wurden von ELLENBERG (1968–1975) sowie ELLENBERG & KUHN (1967; 1969) geliefert. Während die „Obere Niederterrasse“ mit ihrer 1 bis 2 m betragenden relativen Höhe in der zusammenfassenden Skizze noch in die Würmkaltzeit gestellt wird, betont ELLENBERG (1968a: 697) in einem Nachtrag, daß nach weiteren Geländearbeiten, Bohrungen und besonders nach Schwermineraluntersuchungen die „Obere Niederterrasse“ (1–2 m rel. Höhe) zur Mittelterrassen-Gruppe (Saale-Kaltzeit) gestellt werden muß. Die Weichsel-Kaltzeit wird nach ELLENBERG (1968a: 697) — ebenfalls in dem erwähnten Nachtrag — und nach ELLENBERG & KUHN (1967) nur durch einen Niederterrassen-Schotterkörper vertreten.

SEMMELE (1972a: 109) berichtet dagegen vom mittleren Werratal bei Wölfershausen (östl. Bad Hersfeld), daß hier zwei würmzeitliche Niederterrassen-Schotterkörper, allerdings in einem westlichen Nebental des Hauptflusses vorkommen, wobei der ältere von Lössen bedeckt wird, in denen ein Jungwürmnaßboden, und zwar wahrscheinlich der E₂-Naßboden, entwickelt ist. Diese Befunde findet SEMMELE (1972a) in Aufschlüssen des Maintales bestätigt.

Die zeitweilig günstigen Aufschlußverhältnisse gestatteten es mir in den Jahren 1974 bis 1979, den allerödzeitlichen Laacher Bimstuff, den bereits ROHDENBURG (1968: 34f.) aus einem Löss-Aufschluß bei Bischhausen am Rande des in die Werra bei Eschwege eintretenden Wehretales beschreibt, zu finden und mit seiner Hilfe das spätglaziale und frühholozäne Talgeschehen zu deuten und zu datieren.

Bei den Geländebeobachtungen wurden die Felssockel- und Schotterhöhen im Mittelterrassenkomplex genau vermessen; es wurden petrographische Analysen an jeweils 300–500 Schottern mit einem Durchmesser von >2 cm durchgeführt sowie die Deckschichten der Schotter analysiert.

2. Die Werra-Niederterrasse und die Talaue

2.1 Einführung und Überblick

Beherrschend ist im Werratal — wie in anderen mitteleuropäischen Flüssen ähnlicher Größe — ein breiter Talboden, der immer von Auelehm bedeckt ist. Er liegt in der Nähe des eigentlichen Werraeinschnitts 1,5–2,0 m über dem mittleren Wasserspiegel der Werra, steigt aber mehrfach ohne Knick auf 5–6 m über dem Wasserspiegel an. Nur teilweise läßt sich eine „Untere Niederterrasse“¹⁾ morphologisch unterscheiden, die dann mit einem 1–2 m hohen Hang von jenem abgetrennt ist. An verschiedenen Stellen (z.B. westl. Jestädt bei Eschwege) hat man einen Hochwasserschutzwall zwischen dem tieferen und höheren Teil des Werra-Talbodens gebaut. Zwischen beiden Teilen bestand früher ein gleichmäßig ansteigender Hang. Das oberhalb des Walles liegende, mit Feldfrüchten bestellte Gelände wird bei Hochwasser nicht mehr überflutet.

Der Werra-Talboden ist weiterhin durch eine Anzahl von nur bei Hochwasser von der Werra gespeisten Altwasserarmen gegliedert. Ein solcher mit Wasser gefüllter Altwasserarm befindet sich z.B. südwestl. Albungen, während nördlich von Albungen eine als Wiese genutzte Rinne entlang zieht, die noch heute regelmäßig bei Hochwasser von Werrawasser durchflossen wird (s. auch Kap. 3.3.).

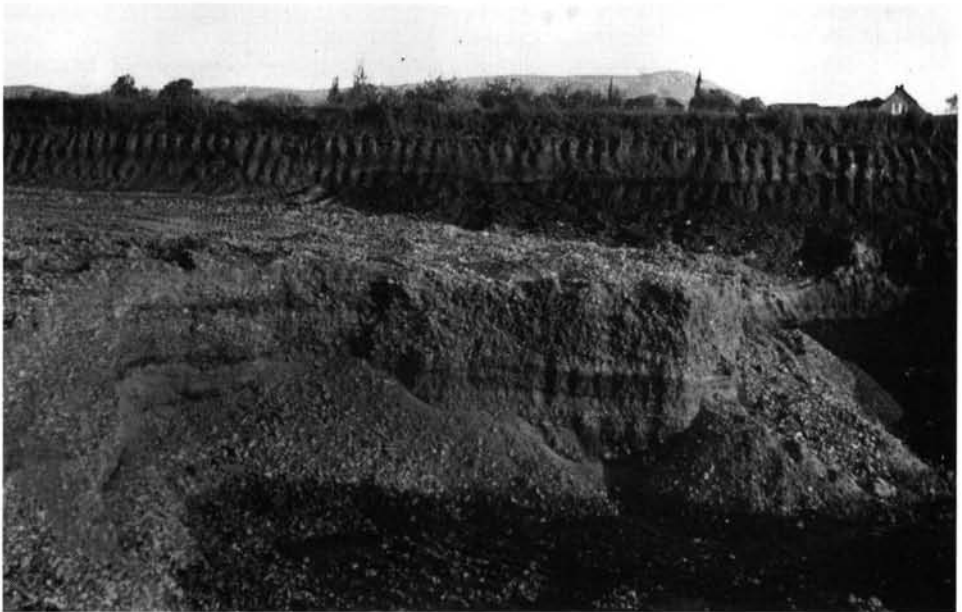


Abb. 1: Niederterrassen-Schotterkörper der Werra an der Straße Eschwege-Griebendorf südöstlich des Abzweigs der Straße nach Schwebda. Grundwasser, das ehemals bis ca. 2,0 m unter Flur hinaufreichte, künstlich durch Abpumpen abgesenkt. Zwischen Auelehm von ca. 2,0 m Mächtigkeit im Top und wohl geschichtetem Niederterrassenkörper, der auf einem Buntsandsteinssockel liegt, im Mittelgrund Teil einer mit Schottern aufgefüllten Rinne, die für präauelehmzeitliche Schotterumlagerungen spricht. Foto Brosche, März 1973.

¹⁾ Diese Begriffe werden hier rein beschreibend genutzt.

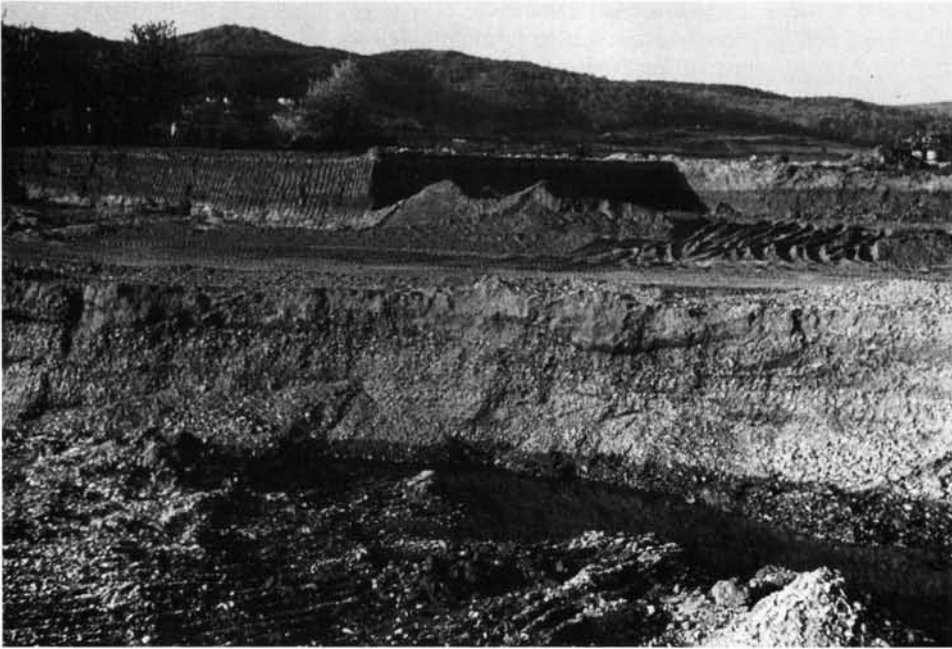


Abb. 2: Lokalität wie in Abb. 1, Blick nach E auf Grebendorf (Werratal). Über dem wohl geschichteten Niederterrassen-Schotterkörper, der über dem dunklen Grundwasserfleck liegt, wieder eine schmale, schottergefüllte Rinne erkennbar, an deren konvexer Unterseite humose, muddeartige Ablagerungen an ihrer Dunkelheit zu erkennen sind. Die „Rinnenschotter“ sind im Gegensatz zu den liegenden Niederterrassenschottern fast ungeschichtet und feiner. Auelehm im Hintergrund über 0,5 m „Ried“ ca. 2,0 m mächtig (vgl. Abb. 5). Foto Brosche, März 1973.

Der Niederterrassen-Schotterkörper — und hier sei bereits vorausgeschickt, daß ich keine zwei würmzeitlichen eigenständigen Schotterkörper feststellen konnte, die, durch eine Erosionsphase voneinander getrennt, aufgeschüttet worden sind — war mehrfach in Gruben bei Eschwege gut aufgeschlossen (Abb. 1 u. 2). Während in ca. 15 weiteren Niederterrassenaufschlüssen der Grundwasserspiegel so hoch hinaufreicht, daß gerade noch die oberen 0,5 bis 1,0 Meter des Niederterrassenschotters sichtbar sind, wurde in den Gruben nördlich Eschwege (nördlich und südlich der Straße Eschwege—Schwebda) der Grundwasserspiegel künstlich abgesenkt, so daß der gesamte, 3–6 m, z.T. 8 m mächtige Niederterrassen-Schotterkörper²⁾ sichtbar wurde. Es handelt sich um einen gut gerundeten, gut geschichteten Werraschotter, der viel Material aus dem Thüringer Wald und der Rhön enthält.

In den abgepumpten Aufschlüssen bei Eschwege (Abb. 1 u. 2) wurde jeweils der Felssockel, auf dem die Niederterrassen-Werraschotter liegen, freigelegt: Er besteht aus Ge-

²⁾ Bei Obersuhl weist dieser eine Mächtigkeit von 16 m, bei Widdershausen (östl. Bad Hersfeld) von 25 m, im Gebiet von Berka (DDR) sogar von 75 m auf (letzteres nach ELLENBERG 1967, 1968a). Diese großen Mächtigkeiten sind allerdings auf Auslaugungsvorgänge im Zechsteinsalz zurückzuführen. Ob es sich dabei allein um den würmzeitlichen Schotterkörper handelt, bleibt ungeklärt.

steinen des Unteren Buntsandsteins, die von der Werra vor Ablagerung des Niederterrassen-Schotterkörpers gekappt wurden. Kleine Unebenheiten im Felssockel sind typisch, in zwei längeren Aufschlüssen ließ der Buntsandsteinsockel ein flaches, talabwärts verlaufendes Gefälle erkennen.

In der Nähe des Grundwasserspiegels läßt bzw. lassen sich fast regelmäßig ein oder mehrere rostige oder rostig-braune Oxydationsbänder feststellen. Die Schotter unter dem Oxydationsband weisen außerdem oft schwarze Mangankrusten auf, die als durchgehende Horizonte durch den Aufschluß ziehen können.

Nach Angaben von Betriebsführern und Arbeitern der den Kies ausbeutenden Firmen wurden und werden in den Schottern des Niederterrassenbereichs bei Widdershausen (östl. Bad Hersfeld), bei Schwebda, zwischen Eschwege und Schwebda und nördlich Eschwege häufig dicke Eichenbaumstämme gefunden. Bei der Bergung der Stämme war ich leider nie anwesend, so daß der genaue Entnahmepunkt nicht angegeben werden kann. Die Stämme wurden in jedem Fall aus dem Wasser gezogen und stammen wahrscheinlich aus dem Niederterrassen-Schotterkörper. Außerdem werden, wahrscheinlich auch im Niederterrassen-Schotterkörper, häufig Knochen- und Molarenreste vom Mammut gefunden.

2.2. Die 5- bis 8-m-Terrasse

Neben den bereits beschriebenen morphologischen Erscheinungsbildern des Talbodenbereichs der Werra (1. allmählicher Anstieg des auelehmbedeckten Talbodens vom Flußeinschnitt auf 4–6 m Höhe über dem Werraspiegel und 2. eine kleine 1–2 m hohe Stufe zwischen unterem Talboden = „Untere Niederterrasse“ und oberem Teil des Talbodens = „Obere Niederterrasse“) tritt an verschiedenen Stellen ein dritter Formtyp auf: In diesem Fall schließt sich an den unteren, mit Auesand oder Auelehm bedeckten Talboden („Untere Niederterrasse“) ein 4–6 m, z.T. 6–8 m hoher Terrassenhang an, der zu einer schwach geneigten, flächig entwickelten Terrassenfläche überleitet³⁾.

Es stellt sich bei dieser höheren Terrasse die Frage, ob es sich noch um eine würmzeitliche Niederterrasse handelt oder bereits um eine saalezeitliche Terrasse, wie ELLENBERG (1968: 679) und ELLENBERG & KUHN (1967) meinen und wie es auch MENSCHING (1953, „Periglazial-Morphologische Karte des unteren Werratales“ im Anhang) z.B. für die entsprechende Terrasse bei Freudenthal (nördl. Ermschwerd – vgl. Abb. 3) und nördlich Bad Sooden-Allendorf angibt. An Lokalitäten dafür seien genannt:

- a) die Terrasse, auf der der Ort Wölfershausen liegt (im Werraabschnitt Philippsthal – Heringen – Widdershausen, östl. Bad Hersfeld),
- b) die in mehreren Kiesgruben bei Obersuhl westlich der Werra aufgeschlossene Terrasse,
- c) die Terrasse nordnordwestlich Wanfried, die von Straße und Eisenbahn benutzt wird,
- d) die Terrasse westl. Aue,
- e) der Schambach-Schwemmkegel bei Jestädt,
- f) die Terrasse nördlich Bad Sooden-Allendorf auf der Ostseite der Werra und
- g) die Terrasse nordöstl. Ermschwerdt bei Freudenthal, auf der u.a. die Limnologische Flußstation liegt.

³⁾ Dieses Terrassenniveau war bereits MEINECKE (1913) im ganzen Werratal aufgefallen und wurde von ihm kartiert.

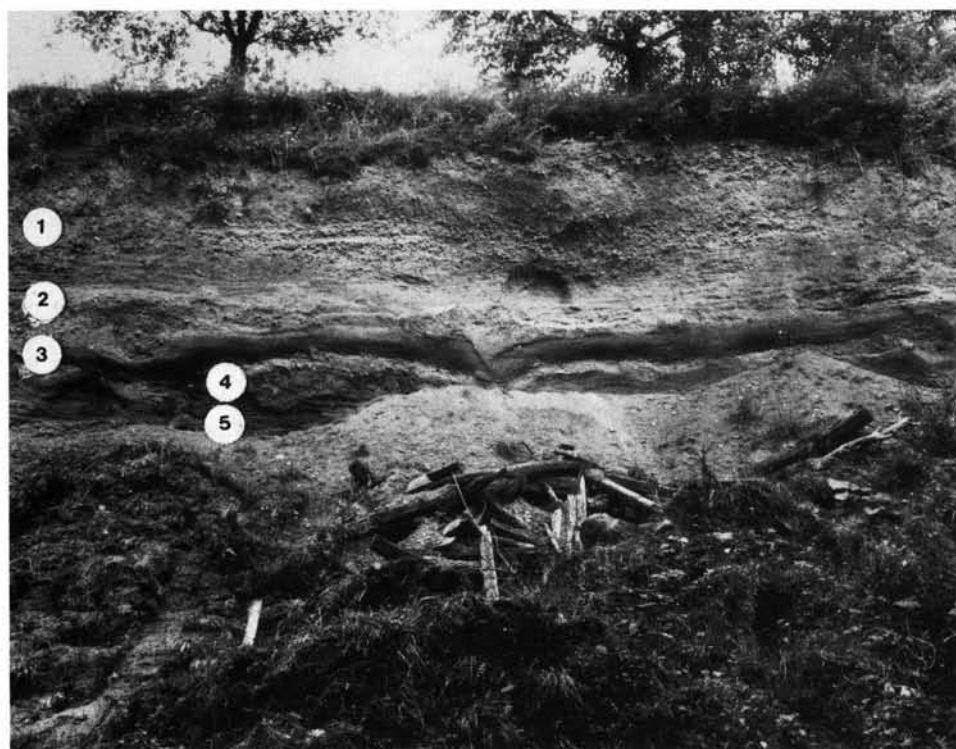


Abb. 3: Niederterrassenaufschluß in der 5- bis 8-m-Terrasse bei Freudenthal nahe der Limnologischen Flußstation. Nur die Schichten 1 bis 5 der Tabelle 1 sind klar erkennbar, während die eigentlichen Niederterrassenschotter verschüttet sind. Foto M. Walther, Berlin, 1973.

Drei der genannten Lokalitäten sowie der Schwemmfächer des Berka-Baches (Höllental) bei Albugen wurden näher untersucht. Auf der Westseite der Werra bei Obersuhl ist diese 5- bis 8-m-Terrasse weitflächig entwickelt und in mehreren Kiesgruben aufgeschlossen, in denen nach Aussagen der Arbeiter bis zu 16 m mächtige Werrakiese vorkommen. Bedeckt wird der Schotterkörper hier von einem 0,5—1,0 m mächtigen, gelblich-braunen, schluffig-sandigen Decksediment; unter einem A_p -Horizont folgt ein pseudovergleyter Bereich. In die unteren Teile dieses schluffigen Sandes sind aus dem liegenden Schotterkörper viele Steine aufgefroren. Zwar konnten nirgends echte Kryoturbationserscheinungen an der Schichtgrenze Schotterkörper/Schluff beobachtet werden, trotzdem sahen BIBUS und FRÄNZLE im Jahre 1973 auf einer von mir geleiteten Exkursion im Rahmen des Kasseler Geographentages in diesen aufgefrorenen Schottern die möglichen jungtundrenzeitlichen Frosteinwirkungen. Das schluffig-sandige, gelbbraune Decksediment kann mit BIBUS und FRÄNZLE ebenfalls noch als mögliches jungtundrenzeitliches Sediment angesehen werden, wobei nicht auszuschließen ist, daß im untersten pseudovergleyten Teil noch ein später überprägter Jungwürm-Naßboden auftritt. Am ehesten mögen fluvial-solifluidale Prozesse in einer letzten Lößbildungsphase der Würmkaltzeit das Sediment verlagert haben. Die 5- bis 8-m-Terrasse bei Obersuhl wird nach Lage der Dinge noch zu den würmzeitlichen Terrassen zu zählen sein. Sie ist deutlich tiefer als eine höhere Terrasse in der Umgebung, auf der z.T. der Ort Obersuhl liegt. Die Schotter dieser höheren Terrasse sind westlich der Eisenbahn in einem großen Aufschluß untersucht worden.

Nordwestlich Wanfried, nördlich und nordwestlich der Scheune und der Kläranlage westlich und östlich der Eisenbahn und der Bundesstraße 249 dehnen sich hier weite Terrassenflächen aus, die sanft (mit 1–2°) zur Werra abfallen und mit einem ca. 5 m hohen deutlichen Knick gegen den unteren Talboden („Untere Niederterrasse“) abbrechen. Die weite Terrassenfläche wird auch zur „Oberen Niederterrasse“, der 5- bis 8-m-Terrasse, gezählt. Bohrungen zeigten eine 80 cm mächtige Folge von hellem Sand (10 cm), sandigem Lehm mit Kalk- und Sandsteinen (10 cm), Lehm mit Kalk- und Sandsteinbrocken (10 cm), Lehm mit größeren, wenig gerundeten Sandsteinen (20 cm) und Lehm mit Sandsteinbrocken (20 cm), die am Top von einem 10 cm dicken lehmigen A₁-Horizont abgeschlossen wird. Ein „Werraschotterkörper“ wurde mit dem „Holländischen Sandbohrer“ nicht erreicht. Auch konnten hier als Decksedimente des Schwemmschuttes keine Löss- oder lößartigen Sedimente wie etwa bei Obersuhl gefunden werden. Die flächenhafte Entwicklung dieser 5- bis 8-m-Terrasse und ihr Aufbau lassen m.E. den Schluß zu, daß hier von NE von den Hängen her über kleine Nebentäler werrawärts herantransportierte Schwemmschuttmassen möglicherweise in einem älteren Talstadium, als die Werra 6–8 m höher als heute floß, von der Werra zumindest randlich überflossen und eingeebnet wurden. Diese Terrasse wird aufgrund ihrer Höhenlage und nach Analogieschlüssen (s.o.) in die Würmkaltzeit gestellt.

Die wichtigste Lokalität der 5- bis 8-m-Terrasse befindet sich am Gut Freudenthal nördlich von Ermschwerdt östlich der ehemaligen Limnologischen Flußstation, von MENSCHING (1953) als rißzeitliche Terrasse mit würmzeitlichem Solifluktionsschutt als Decksediment kartiert. Ein Aufschluß in dieser morphologisch deutlich hervortretenden Terrasse, deren Terrassenkante ca. 5–6 m über der Werra-Talaue liegt, befindet sich am Hang östlich der Limnologischen Station (R 35 5695, H 56922, Bl. 4724 Witzenhausen). MENSCHING (1953: 117) schreibt zum Unterschied zwischen rißzeitlicher Mittelterrasse und würmzeitlicher Niederterrasse: „Ein Unterschied in der Akkumulation der jüngsten Kaltzeit zu derjenigen der Rißeiszeit besteht jedoch darin, daß in der Würmeiszeit auf die Schotterablagerungen nicht allgemein eine mit Sand- und Lehmablagerungen folgt, wie es durch den Aufbau der Mittelterrasse für die Rißkaltzeit zum Ausdruck kam.“

Der Aufschluß beim Gut Freudenthal und überdies ein weiterer Aufschluß bei Altenburschla (s.u.) scheinen diese Aussage nicht zu bestätigen. Bei Freudenthal (Abb. 3) reichen Werraschotter nur bis in Höhe der bei 130–131 m ü.N.N. liegenden Talaue („Untere Niederterrasse“) hinauf. Sie werden durch einen kleinen Bach am südöstlichen Rande ange schnitten und sind hier bis 1,0 bis 1,5 m unterhalb der Talauenoberfläche sichtbar. Die gleichen würmzeitlichen Schotter sind ca. 2 km weiter südöstlich bei Bischhausen (nordwestl. Witzenhausen) aufgeschlossen und hier infolge der zeitweiligen Abpumpung des Grundwassers in einer Mächtigkeit von 5 bis 6 m sichtbar. Die gesamte Schichtenfolge bei Freudenthal (Abb. 3) ist auf Tabelle 1 (nächste Seite) wiedergegeben.

Es kann sich bei den im Liegenden auftretenden Werraschottern nicht um rißzeitlichen Schotter der Hauptmittelterrasse (MENSCHING, 1953, Karte im Anhang) handeln; denn dieser Schotter soll nach MENSCHING (1953: 98) auf einem sich 3–6 m über der Talaue befindenden Felssockel liegen. Von der Höhenlage der Werraschotter im Liegenden ausgehend, stupe ich diese 5- bis 8-m-Terrasse mit ihren gut aufgeschlossenen Deckschichten als *würmzeitliche* Terrasse ein. Diese Datierung läßt sich einerseits durch weitere Beobachtungen an Ablagerungen in vergleichbarem Niveau und andererseits aufgrund der absoluten Höhen der Felssockel im Mittelterrassenbereich (Tab. 2)⁴⁾ wahrscheinlich machen. Nach der Ab-

⁴⁾ Die in Tabelle 2 dokumentierten Befunde wurden gemeinsam mit den Herren Priv.-Doz. Dr. H.-G. Molle, Berlin, und Universitätsrat Dr. G. Schulz, Berlin, gewonnen.

Tab. 1: Sedimente bei Freudenthal (Abb. 3)

Schicht Nr.	Mächtigkeit	Kennzeichnung des Materials
1	180 cm	geschichteter Muschelkalk-Schwemmschutt mit dem Oberflächenboden;
2	30—40 cm	Sand mit einigen Geröllen (Thüringer Wald-Schotter), z.T. rinnenförmig in liegenden Hochflutlehm eingreifend;
3	40—50 cm	braungelber, entkalkter Hochflutlehm (sehr dicht und fest), siehe Abb. 3;
4	30 cm	Schotter mit überwiegend Lokalmaterial und sehr wenig Werramaterial (weniger Werramaterial als im basalen Werraschotter), kalkverbacken;
5	70 cm	hellgrauer, z.T. weißer, z.T. rötlicher, geschichteter Sand mit Linsen aus Werraschottern;
6	4—6 m	Werraschotter mit viel Muschelkalk- und Buntsandsteinmaterial und viel Thüringer Wald- und Rhönmaterial (nicht auf Abb. 3 zu sehen).

lagerung des würmzeitlichen Niederterrassen-Schotterkörpers müssen zunächst Flußsande mit wenigen Geröllen abgelagert worden sein (wie übrigens auch im Anschluß an die Aufschotterung des Mittelterrassenschotterkörpers — siehe MENSCHING 1953: 117 und durch eigene, noch nicht veröffentlichte Ergebnisse zur Mittelterrasse belegt). Als die Werra danach begann, sich erstmals auf ganzer Breite einzutiefen, kam es in einer Phase, als offenbar noch Löß abgelagert wurde, zu einer innerwürmzeitlichen Hochflutablagerung, die wahrscheinlich noch innerwürmzeitlich pedogenetisch überprägt wurde. Als würmzeitlich, möglicherweise u.a. auch spätglazial, werden die hangenden, z.T. geschichteten Muschelkalk-Schwemmschutte eingestuft, die ihren Ursprung in den direkt angrenzenden Muschelkalkhängen haben.

Die Werra-Niederterrassenschotter nordwestlich Bischhausen bei Witzenhausen werden in einem nahe der Bundesstraße 8 gelegenen Aufschluß gleichfalls von Muschelkalkschwemmschuttmassen und holozänem Bodenkolluvium bedeckt. Offenbar läßt sich die Überlagerung von Werraschottern durch jüngere Schwemmschuttsedimente, die MENSCHING (1953: 117) für die Werra-Mittelterrassen herausstellt, auch bei dem würmzeitlichen Niederterrassenschotterkörper feststellen.

Bei den bisherigen Ausführungen zum Werra-Niederterrassenkomplex war in erster Linie die Höhenlage des Schotterkörpers, von 6 m unter der Talaue bis ca. 2—5 m über der Talaue, ausschlaggebend für seine Einstufung in die Würmkaltzeit. Südlich der Burg Ludwigstein (im Talabschnitt Werleshausen—Oberrieden) war 1976 bei Straßenbauarbeiten ein ca. 1,3 m mächtiger gelbbrauner Löß mit Naßbleichungserscheinungen⁵⁾ über Schwemmschuttmassen aufgeschlossen, die aus dem Trockentälchen südlich des Ludwigsteins bzw. aus dem Rodenbach stammen. Der Löß befindet sich hier 3—4 m über der Werratalaue und unterscheidet sich von dem Auelehm durch seine lockere Struktur, seine gelbe Farbe und Naßbleichung. Anzeichen für eine fossile Bodenbildung in dem Löß konnten

⁵⁾ Ähnliche Lössе auf der Niederterrasse sind mir später auch im südlichen Wesertal bei der Kiesgrube Ochsenhof (gegenüber dem Kloster Bursfelde) und anlässlich mehrerer von Herrn Prof. Dr. B. MEYER geführter Exkursionen im Leinetal nahe dem Autobahnzubringer Northeim-Nord (bei Edesheim) bekannt geworden.

nicht gefunden werden. — Bei Altenburschla (südl. Wanfried) konnte in einer NT-Schottergrube nahe der Grenze zur DDR gelber Löß in ein bis drei dünnen Bändern zwischen Schotterkörper und Auelehm gefunden werden.

Zum Vergleich kann der Schwemmfächer des Höllentales (Berkatal) bei Albugen herangezogen werden, der im Jahre 1976 über mehrere Monate während der Straßenbauarbeiten aufgeschlossen war (Abb. 4). Dieser Schwemmfächer wird heute von der Berka 3–5 m

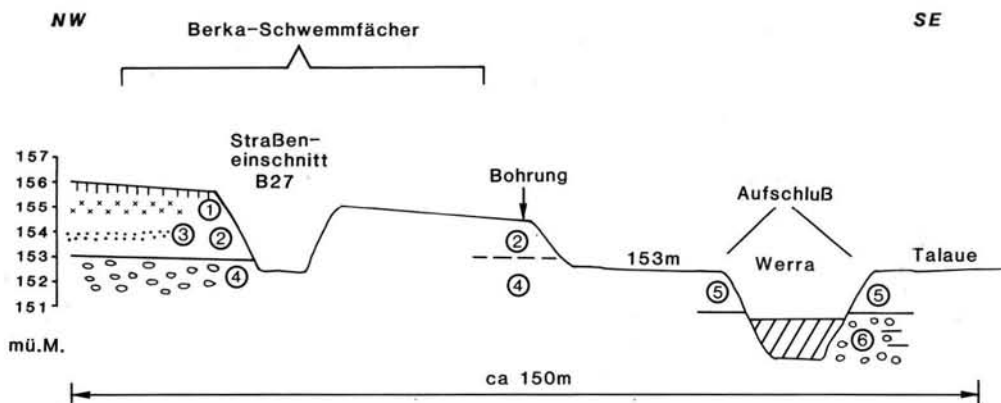


Abb. 4: Der Berka-Schwemmfächer (Höllental) bei Albugen 1 = Löß mit Parabraunerde; 2 = primärer, gelber Löß; 3 = Rostfleckiger Löß (Naßboden?); 4 = Schwemmschutt aus Albunger Paläozoikum; 5 = Auelehm; 6 = Niederterrassenschotter der Werra.

tief zerschnitten. Er endet mit einem ca. 2 m hohen, scharfen Knick oberhalb der bei ca. 153 m ü.M. liegenden Werra-Talaue südlich der Lokalität Heiligenstein, wurde also, nachdem die Schwemmschuttanlieferung aus dem Höllental aufgehört hatte, von der sich eintiefenden Werra unter Schnitten. — Das Schwemmschuttmaterial besteht aus Albunger Paläozoikum, aus Buntsandstein, Muschelkalk und aus Basalt des Meißners. Der auf dem Schwemmschuttfächer liegende, z.T. 2–2,5 m mächtige Löß ist von einer erodierten holozänen Parabraunerde mit einem B_t - und einem C_{Ca} -Horizont bedeckt, ist als echter gelber Primärlöß entwickelt und weist unterhalb des C_{Ca} -Horizontes eine Rostfleckenzone auf. Möglicherweise handelt es sich hierbei um den jüngsten Jungwürm-Naßboden. Unter diesem folgt hier noch 0,5 m primärer Rohlöß. Im Prinzip liegen hier also Verhältnisse vor, wie sie SEMMEL (1972a: 109) in der Ziegeleigrube Wölfershausen in einem westlichen Nebental der Werra ebenfalls fand. Allerdings stuft SEMMEL (1972a: 109) den von ihm gefundenen Naßboden als möglichen E_2 -Naßboden ein.

Folgende Schlüsse für das Werratal-Geschehen lassen sich aus den Befunden im Höllental-Schwemmkegel bei Albugen ableiten (Abb. 4): Der Schwemmfächer der Berka wurde in einer Phase starker Verwitterung und Schuttverlagerung auf einen Werratalboden geschüttet, der deutlich höher lag als die heutige Grenze Auelehm/Werraschotter. Er war damit auf ein Niveau eingestellt, bis zu dem im Aufschluß Freudenthal und in Kiesgruben bei Eschwege reine Werraschotter abgelagert worden sind. Die heutigen Relief- und Sedimentlagerungsverhältnisse am Berkatschwemmfächer bei Albugen lassen auf eine nach Ablagerung des Schwemmschuttes erfolgte Werra-Eintiefung schließen, die wenigstens 3 m betragen hat. Es wird für wahrscheinlich gehalten, daß diese Eintiefung im Spätglazial, und zwar vor der Allerödzeit, erfolgt ist; denn zu dieser Zeit wurden z.B. bei Eschwege nachweislich Rinnen in den würmzeitlichen Schotterkörper eingetieft (vgl. Kap. 3.4.). Theorie-

Tab. 2: Höhenangaben zur Werra-Talaue, zur Sockelhöhe und Akkumulationshöhe möglicher rißzeitlicher Terrassen im Talabschnitt zwischen Bad Sooden-Allendorf und Philippsthal

Aufschluß	I Werra-Tal- aue	II Felssockel- höhe	III Differenz I u. II	IV Akkumula- tionshöhe	V Differenz IV u. II	VI Akk.-Art
Bad Sooden- Allendorf	149 m ü. NN	173,37	24,37	177,87	4,50	Werra-Sch. unt. Schwemm- Schutt
Albungen	153,50	182,82 173,06	29,32 19,56	185,67 175,66	2,85 2,60	Werra- Schotter
Niederhone (unsicher, da Sockel geneigt)	156,10	178,18?	22,08?	185,08?	6,90	
Jestädt	157,0	—	—	ca. 165,0	ca. 8,0	Schwemm- schutt
Grebendorf	158,0	172,08	14,08	177,38	5,30	Werra-Sch. u. Sand unter mächtigem Schwemmsch.
Völkershäusen	167,50	186,68	19,18	190,58	3,90	Werra- schotter
Altenburschla (Schreiber)	170,0	166,55	(—) 3,45	197,40	30,85	Werra-Kies u. Sand
Heldra	170,50	185,09	14,59	194,96	9,87	Werra-Sch. unter Schwemmsch.
Herleshausen	199,0	201,07 210,64	2,07 11,64			Schotterstreu
Herleshausen/ Wommen	201,0	unter 209,80	—	216,47	—	Werra- Schotter
Wommen	202,0	211,76	9,76	218,33	6,57	Werra-Sch. unter Lokalsch.
Obersuhl	210,0	226,15	16,15	242,0	15,85	Werra- Schotter
Kleinensee	211—212	ca. 230	ca. 18—19	233—234	3—4	Lokal- Schotter
Wölfershäusen	215,50	242,13	26,63	248,85	6,72	Lokal-Schotter unter Rißlöß
Unteres Werratal						
Witzenhausen (n. Mensching 1953)	134—135	150,0	15,0	155,0	5,0	Schotter
Unterrieden (n. Garleff 1966)	135—138	ca. —1,0		147—155	12—20	Schotter, Sand u. Schutt

tisch ist allerdings auch eine spätere Eintiefung der Werra möglich gewesen. Während der Eintiefungsphase konnte, sofern sie noch ins Spätglazial fiel, auf dem Schwemmfächer primärer Löß abgelagert werden. Beachtet man die mögliche jungwürmzeitliche schwache Bodenbildung in dem gelben Löß, so läßt sich das Alter des Schwemmschuttes als sicher würmzeitlich einstufen. Darauf weist auch bereits der gelbe Primärlöß auf dem Schwemmfächer hin. Die Ablagerung des 2,5 m mächtigen Lösses auf dem Schwemmfächer wurde aber erst möglich, als der Schwemmfächer nicht mehr von der Berka überflossen wurde,

d.h. als die Berka begann, sich in den eigenen Schwemmfächer einzutiefen. Das kann wiederum erst erfolgt sein, als der Vorfluter, die Werra, ebenfalls begann, sich einzuschneiden. So läßt sich also über die Analyse des Schwemmfächeraufbaus bei Albugen die Eintiefung der Werra ins obere Jungwürm bis ins Spätglazial einstufen, wobei nicht ganz geklärt ist, wann dies im Jungwürm genau geschah.

Die Befunde lassen den indirekten Schluß zu, daß auch die Werraschotter an anderen Lokalitäten, die heute ca. 3 m über der Werratalaue liegen, in der Würmkaltzeit akkumuliert wurden und die Werra im Laufe des jüngeren Jungwürm bereits sich einzutiefen begann. Es sei daran erinnert, daß die bei Freudenthal über dem Werraschotter liegenden Hochflutlehme bereits einen ähnlichen Schluß nahelegten (s.o.); denn hätte sich hier die Werra nicht nach Ablagerung der Werraschotter wieder eingetieft, so hätte es hier nicht zur Ablagerung von (lößbürtigen?) Hochflutsedimenten kommen können. In Freudenthal muß allerdings im Gegensatz zu der Lokalität Berka-Schwemmfächer bei Albugen im Zuge der weiteren Eintiefung der Werra die morphodynamische Aktivität auf den benachbarten Muschelkalkhängen kräftig eingesetzt haben, wie die Muschelkalk-Schwemmschuttmassen über dem Hochflutlehm bezeugen (Abb. 3). Zeitlich ist diese Phase m.E. auch in das obere Jungwürm, vielleicht auch noch z.T. in das Spätglazial zu stellen.

In diesem Zusammenhang ist nochmals auf den Aufschluß bei Obersuhl zurückzukommen, wo die 5- bis 8-m-Terrasse mit 0,5–1,0 m mächtigem braungelbem, sandigem Deckschluff bedeckt ist. Auch hier muß die Werraschotter-Akkumulation zu einem Zeitpunkt abgeschlossen gewesen sein, als noch schluffig-sandiges (lößbürtiges) Material zur Verfügung stand, das weite Terrassenflächen bedeckte. Das könnte am ehesten auch im oberen Jungwürm, vielleicht auch noch z.T. im Spätglazial der Fall gewesen sein, denn die liegenden Niederterrassenschotter sind hier wahrscheinlich noch durch frostdynamische Aktivität in das feine Decksediment aufgefroren (s.o.).

Abschließend sei hervorgehoben, daß sich für den Nachweis von zwei echten Werraschotterkörpern, die ineinandergeschachtelt wurden, d.h. jeweils nach einer Phase der Tiefenerosion aufgeschüttet wurden, bisher keine Anhaltspunkte ergaben. Nach den Ausführungen und der Abb. 3 von SEMMEL (1972a: 109) sowie nach der die Terrassen zusammenfassenden Abb. 2 bei ELLENBERG (1968a) kann allerdings der Eindruck entstehen, als seien zwei würmzeitliche Werraschotterkörper für den mittleren Werraabschnitt nachweisbar. Ein persönliches Gespräch mit Herrn Prof. Dr. A. SEMMEL, Frankfurt, ergab jedoch, daß sich seine Ausführungen und seine Abb. 3 zur mittleren Werra bei Wölfershausen (Abb. 3 bei SEMMEL 1972a) nur auf das westliche Nebental der Werra bei Wölfershausen beziehen, in dem in der ehemaligen Ziegeleigrube von Wölfershausen die Aufschlußverhältnisse untersucht wurden.

ELLENBERG (1968a: 679) stellt die „Obere Niederterrasse“, die Terrasse mit 1–2 m relativer Höhe, die er in der Abb. 2 noch in die Würmkaltzeit stellt, in einer Fußnote (S. 679) in den Saale-Komplex. Es ist mir z.Z. unmöglich, diese Umdatierung zu beurteilen.

3. Die spätglaziale und holozäne Überformung des Werratalbodens

3.1 Einleitung

An der oberen und mittleren Werra tritt zwischen dem Auelehm und dem Niederterrassen-Schotterkörper ein typisches Sediment auf, das UNGER (1963, zit. n. ELLENBERG

1968a: 673)⁶⁾ an der Werra als „Ried“ bezeichnet hat. Es handelt sich dabei entweder um humosen, blaugrauen, fetten Ton, der meist mit Pflanzenresten und Vivianitknollen durchsetzt ist. Oder der Ried tritt in der faziellen Ausbildung eines vorwiegend grauen, siltigen Fein- und Mittelsandes auf, der ebenfalls Pflanzenreste und vereinzelt Vivianit enthält und über den Stellen größter Absenkung des Untergrundes auftreten soll (ELLENBERG & KUHN 1967: 74). Nach UNGER (1963), ELLENBERG (1968a: 673f.) und ELLENBERG & KUHN (1967: 74) handelt es sich dabei um ein holozänes Sediment, das zwischen 1 und 3 m dick ist; es unterscheidet sich deutlich vom Auelehm bzw. Auesand.

3.2. Der „Ried“ bei Eschwege und Schwebda

In der südöstlich des Dreiecks der Straßen Grebendorf — Eschwege und Schwebda — Eschwege gelegenen Grube (Abb. 1, 2 u. 5) war in den Jahren 1973 und 1974 neben dem

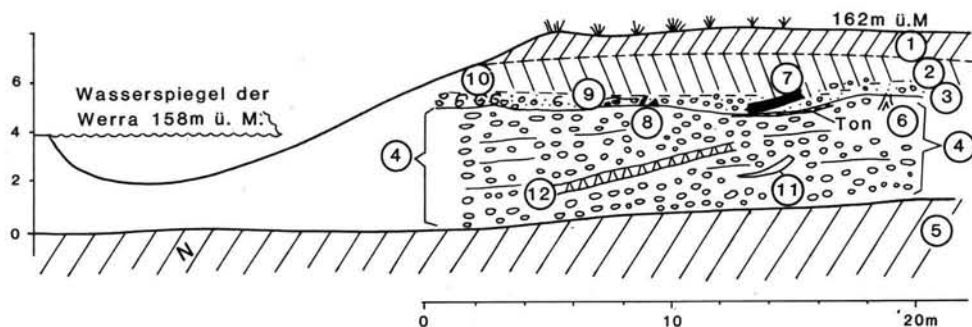


Abb. 5: Auelehm, Ried und Niederterrasse südöstlich der Einmündung der Straße Schwebda — Eschwege in die Straße Grebendorf — Eschwege; linker Teil generalisiert.

1 = Oberer Auelehm; 2 = Unterer Auelehm; 3 = Ried-Formation: fetter Ton, lehmiger Sand, Sand, Kies, Torf, z.T. in flache Rinnen eingelagert, kaum geschichtet; 4 = Niederterrassen-Schotterkörper mit Eichenstämmen und Mammut-Stoßzahn; 5 = Buntsandstein-Felssockel; 6 = Baumstubben aus morschem Holz; 7 = Umgefallener Baumstamm in Rinne; 8 = Holzkohle; 9 = Torf und morsche Äste; 10 = Schnecken und Flußmuscheln; 11 = Mammut-Stoßzahn, angeblich in dieser Aufschüttung gefunden; 12 = Eichenbaumstämme, angeblich in dieser Aufschüttung gefunden.

Oberen und dem Unteren Auelehm (Abb. 5) der „Ried“ (3) und der Niederterrassen-Schotterkörper (4) aufgeschlossen. Der Untere Auelehm (2), der der Schicht 6 in Abb. 6 und 7 entspricht (s.u.), wies hier nicht die Auen-Schwarzerde auf, die 1976 bis 1979 im benachbarten Aufschluß nördlich der Straße Schwebda—Eschwege häufiger gefunden wurde.

Beachtung verdient in diesem Aufschluß vor allem der „Ried“, bei dem es sich wahrscheinlich um den „Oberen Ried“ meiner in Kapitel 3.4. ausgeschiedenen und begründeten „Ried“ablagerungen handelt. Er ist als heller, schlecht geschichteter Sand, Kies, fetter, blaugrauer Ton, toniger Sand, z.T. auch als Torf entwickelt und, wie Abb. 5 zeigt, z.T. in flache Rinnen eingelagert. Im Jahre 1973 waren zeitweilig Baumstubben (6) zu beobachten, die am

⁶⁾ Bei diesem Zitat bezieht sich ELLENBERG (1968a: 673) auf eine unveröffentlichte Arbeit von UNGER (1963): „Erläuterungen zur geologischen Karte der DDR 1 : 25 000, Meßtischblatt Weißensee (Nr. 4732). — Ber. VEB Geol. Erkundung. Halle, BA Jena, Jena 1963“.

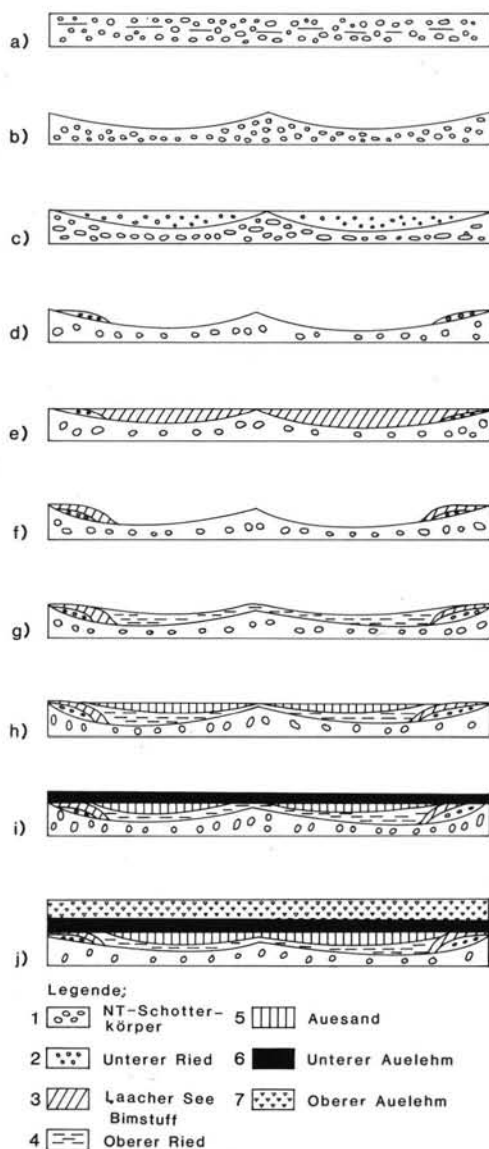


Abb. 6: Spätglaziale Rinnenbildung im Werratal nördlich Eschwege Lokalität wie bei Abb. 7. Aufnahme im Jahre 1977.

Rande einer 0,5–0,7 m tiefen „Ried“-Rinne vom „Ried“ aus in den Niederterrassen-Schotterkörper hinabreichen. Es muß sich bei den Bäumen am ehesten um Reste eines Auewaldes am Rande von flachen Rinnen handeln. Ein in der Rinne liegender Baumstamm (7), der anlässlich der Kasseler Geographentag-Exkursion 1973 gefunden wurde, ist als abgestorbener oder seitlich unterschrittener Auebaum aufzufassen. In hellem Sand des „Ried“ gefundene Holzkohle, Torf und verfaulte Äste (9) konnten noch nicht näher untersucht

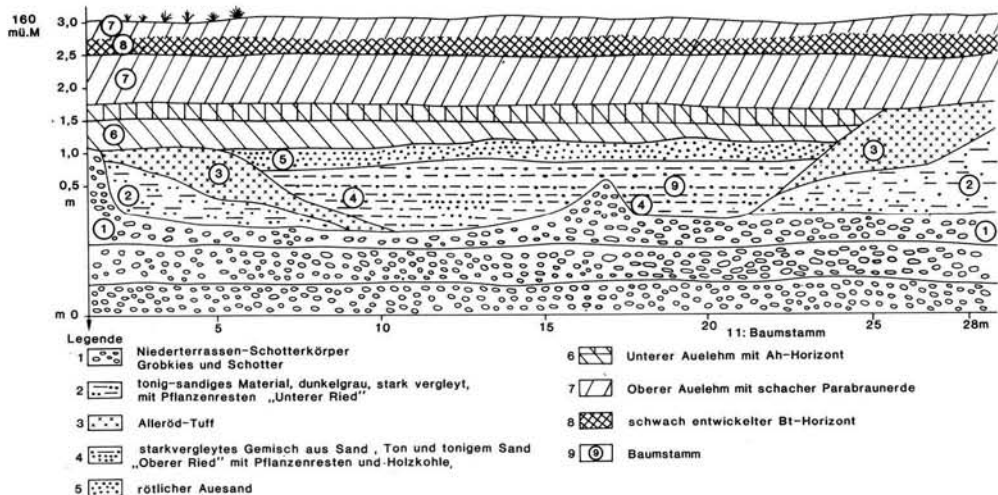


Abb. 7: Spätglaziale Rinnen im Werratal bei Eschwege ca. 300 m östlich der Straßeneinmündung der Straße Schwebda—Eschwege in die Straße Eschwege—Grebendorf. Aufnahme im Sommer 1977.

werden. Besondere Aufmerksamkeit verdienen die von mir im Jahre 1973 gesammelten und dankenswerterweise von Herrn Dr. Schütt, Düsseldorf, bestimmten und z.T. interpretierten Flußschnecken- und Flußmuschelschalen, die sonst relativ selten auftreten.

Es kamen vor: Wasserkiemenschnecken, Wasserlungenschnecken, Landlungenschnecken und Flußmuscheln. Die Faunenliste lautet (Tab. 3):

Tab. 3: Faunenliste der Schnecken und Muscheln aus dem „Ried“ bei Eschwege (Grube südöstl. d. Straßendreiecks der Straßen Eschwege-Schwebda und Grebendorf-Eschwege)

Stückzahl

ca. 7	<i>Valvata piscinalis</i> (O. F. MÜLLER 1974)	} Wasserkie- mens- schnecken
1	<i>Valvata pulchella</i> (STUDER 1790)	
1 juv.	<i>Viviparus viviparus</i> (LINNAEUS 1758)	
ca. 10	<i>Bithymia tentaculata</i> (LINNAEUS 1758)	} Wasserlun- gen- schnecken
ca. 30	<i>Radix ovata</i> (DRAPARNAUD 1805)	
1	<i>Anisus septemgyratus</i> (E. A. BIELITZ 1863)	
2	<i>Gyraulus albus</i> ROSSMÄSSLER	
ca. 10	<i>Ancylus fluviatilis</i> (O. F. MÜLLER 1774)	} Landlun- gen- schnecken
1	<i>Pupilla muscorum</i> (LINNAEUS 1758)	
1	<i>Vallonia costata</i> (O. F. MÜLLER 1774)	
1	<i>Retinella nitens</i> (MICHAUD 1831)	
1	<i>Cepaea hortensis</i> (O. F. MÜLLER 1774)	

Stückzahl

ca. 30	<i>Unio crassus batavus</i> (MATON & RACKET 1807)	} Muscheln
2	<i>Pisidium amnicum</i> (O. F. MÜLLER 1774)	
1	<i>Pisidium supinum</i> (A. SCHMIDT 1850)	
1	<i>Pisidium henslowianum</i> (SHEPPARD 1823)	

Ganz ähnliche „Ried“-sedimente unter zwei verschiedenen Auelehmen findet man auch im benachbarten Leinetal (z.B. beim Reinshof nördl. Niedernjesa), wo sie mir anlässlich einer Exkursion auf dem 42. Geographentag in Göttingen (Führung Prof. Dr. B. Meyer, Göttingen) bekannt wurden. Verschiedene Details wie Flußmuscheln und -schnecken, Holzreste, Mudden und Baumstubben treten in dem Leineabschnitt zwischen Friedland und Northeim auf. Der untere (nicht so kräftig rotbraun gefärbte) Auelehm, der hier aus spätglazialem Löß oder Lehm hervorgegangen ist, trägt im Leinetal — wie an manchen Stellen im Werratal — eine Auen-Schwarzerde bzw. ist durch hohe Anteile von humosem Material gekennzeichnet.

Aus dem Schreiben von Herrn Dr. H. Schütt, Düsseldorf, vom 25. 9. 1973: „Die große Muschelart ist einheitlich nur *Unio crassus batavus*. Es sind aber noch drei Arten der Muschelgattung *Pisidium* darunter, in jeweils nur einem Stück (bei *amnicum* 2).“ „Faunistisch handelt es sich um typische Flußbewohner. Alle vier Muschelarten und die meisten Schnecken kommen oder kamen auch im Rhein vor. Die große Muschel *Unio crassus* ist über Europa in mehreren geographischen Rassen verbreitet, von denen die Rasse *batavus* MORTON & RACKET das Einzugsgebiet des Rheines besucht. Zu dieser Rasse gehört auch Ihr Material. Es sind auch vier Landschneckenarten in Ihrer Ausbeute enthalten, die ins Wasser gefallen sind oder dem Genist entstammen. Sie sind zoogeographisch oder faunistisch nicht interessant. Allerdings sind es Arten, die auch in Lößfaunen häufig vorkommen. Interessant ist die Wasserlungenschnecke *Anisus septemgyratus* E. A. BIELTZ. Sie deutet auf älteres Quartär hin. Sie ist beispielsweise in den Quartärsanden von Wiesbaden-Biebrich ziemlich häufig.“

Die zeitliche Einstufung und Deutung bereitet z.Z. noch einige Schwierigkeiten^{7a)}, zumal das in der Rinne liegende muddeartige Material noch nicht pollenanalytisch untersucht wurde. Mit einiger Sicherheit läßt sich sagen, daß nach der weitflächigen Sedimentation der Niederterrassen-Schotter, die nach Kap. 2.2. etwa im oberen Jungwürm (nach den Zeitbezeichnungen der Lößstratigraphie), vielleicht auch erst zu Beginn des Spätglazials, beendet war, flächenhafte fluviale Überformung des Werrabodens und schwache Erosion (Rinnenbildung) begann. Wann diese Umstellung genau erfolgt ist, ist z.Z. noch nicht klar. Es kann sich hierbei eventuell um einen recht jungen holozänen Vorgang handeln, der noch vor die auch von mir nicht genau datierte Bildung der flächenhaft entwickelten 1,5–2,0 m mächtigen Auelehme zu stellen ist: Nimmt man nämlich an, daß die Entstehung der Oxydationsbänder im oberen Teil des Niederterrassen-Schotterkörpers durch einen schwankenden Grundwasserstand nach Beseitigung des eiszeitlichen Dauerfrostbodens erfolgt ist — woran m.E. kein Zweifel besteht —, so kann die zur Rinnenbildung führende Erosion, die ja diese Oxydationsbänder kappte, erst deutlich nach der Ausbildung eines Grundwasserkörpers geschehen sein. Dieser Umstand spricht m.E. für einen holozänen Rinnenbildungsprozeß, es sei denn, man stellt die erste Bildung eines Grundwasserkörpers in das Böllig- und/oder Alleröd-Interstadial.

Nicht auszuschließen ist allerdings, daß in dem Phänomen der Schotterrinnen im Werratal ein Pendant zu der von KOZARSKI (1977)⁷⁾ und KOZARSKI & ROTNICKI (1977) beschriebenen Verwilderung des Flußnetzes von Warthe und Bug vorliegt. In Nordpolen zeichnet sich das Phänomen der Verwilderung des Flußnetzes nicht durch große Mäanderbogen aus,

⁷⁾ Vortrag im Berliner Geographischen Kolloquium im Oktober 1977.

^{7a)} Diese Aussage bezieht sich nur auf die Aufschlußverhältnisse von Abb. 5.

die zwei verschiedenen jüngeren Flußgenerationen angehören, sondern durch eine Schräg- und Kreuzschichtung der Schotterkörper, die im Bölling-Interstadial aufgehört hat. In dem Dominieren der Schräg- und Kreuzschichtung gegenüber der normalen horizontalen Schichtung im Hochwürm-Schotterkörper liegt nach KOZARSKI & ROTNICKI (1977) der Hauptunterschied zu dieser älteren Art der Sedimentation. Betrachtet man die Abb. 2 dieser Arbeit, so erkennt man auch hier eine deutliche Schrägschichtung. KOZARSKI & ROTNICKI (1977) führen als Gründe für die spätglaziale Verwilderung des Flußnetzes die Degradation des Permafrostes und die dadurch bedingte Veränderung des Abflußgeschehens an; außerdem wird zu dieser Zeit mit einer Ausbreitung der Pflanzendecke und mit einer größeren Verdunstung gerechnet.

3.3 Ältere Schotterumlagerungen und Schotterrinnen über dem Werra-Niederterrassenkörper

Die Abbildungen 1 und 2 lassen erkennen, daß sich in den gut geschichteten, 4–5 m mächtigen Niederterrassen-Schotterkörper auf einer Breite von ca. 10 Metern Rinnen eingetieft haben, die mit Schottern gefüllt sind. Diese Rinnen erreichen eine Tiefe von 1,0–1,5 m, an einer Stelle (nördl. der Lokalität von Abb. 1 u. 2) von 2 m. Hervorgehoben sei, daß es sich dabei um keine ubiquitären Erscheinungen handelt, sondern daß sie bisher erst in zwei benachbarten Gruben im Werratal nördl. Eschwege angetroffen worden sind⁸⁾.

Die Schotter in den Rinnen (in Abb. 1 ist rechts der Mitte des Bildes ein Teil einer solchen Schotterrinne sichtbar) unterscheiden sich von den liegenden Niederterrassenschottern dadurch, daß sie kaum bzw. viel schlechter als diese geschichtet sind. Sie sind schmutzig-grau. Die durch kräftige farbliche Markierung gekennzeichneten Schotterbänder (Eisen-Oxydationsbänder und Manganbänder) im eigentlichen Niederterrassen-Schotterkörper setzen an den Rinnen aus. Meistens sind auch die Schotter in den Rinnen feinkörniger. Die „Rinnenschotter“ setzen sich z.T. in Mächtigkeiten von ca. 0,5 m (Abb. 2, linker Teil) auf die liegenden, größeren Niederterrassenschotter fort. In einem Falle (Abb. 2, rechts der Mitte) befand sich am Grunde einer Rinne ein mudderartiges, humoses Feinmaterialband, das aber bisher noch nicht untersucht wurde. Ob zwischen dem „Rinnenschotter“ und dem 1,5–2 m mächtigen häufig zweigeteilten Auelehm noch Sedimente des „Ried“ vorkommen, kann noch nicht gesagt werden, denn an den entscheidenden Stellen (Abb. 1 und 2) war das direkt auf den „Rinnenschottern“ liegende Sediment bereits künstlich abgetragen worden.

3.4 Die spätglaziale Überformung des Werratalbodens durch Rinnen

Die spätglaziale Überformung des Niederterrassen-Schotterkörpers ließ sich seit 1974, als von mir der Laacher Bimstuff auch in großen Mächtigkeiten in Rinnen auf dem Schotterkörper gefunden wurde (Abb. 8 und 9), wiederholt recht genau studieren. Es wurden Aufschlüsse südwestlich von Schwebda (nahe dem westlichen Ortsschild von Schwebda), westlich von Schwebda (in einem 4–5 m tiefen, zeitweilig zugänglichen, künstlich ausgehobenen Graben, der für den Bau der Abwasserleitung von Schwebda nach Grebendorf

⁸⁾ Zumindest Schotterumlagerungen, z.T. auch in Rinnen, hat es auch auf dem Niederterrassen-Schotterkörper der Leine gegeben (HUGENROTH & MEYER 1979): Exkursionsmaterial „Auenprofil Northeim-Nord“ und Prof. Dr. B. Meyers mündliche Erläuterungen anlässlich der Exkursion 21 auf dem Göttinger Geographentag 1979.

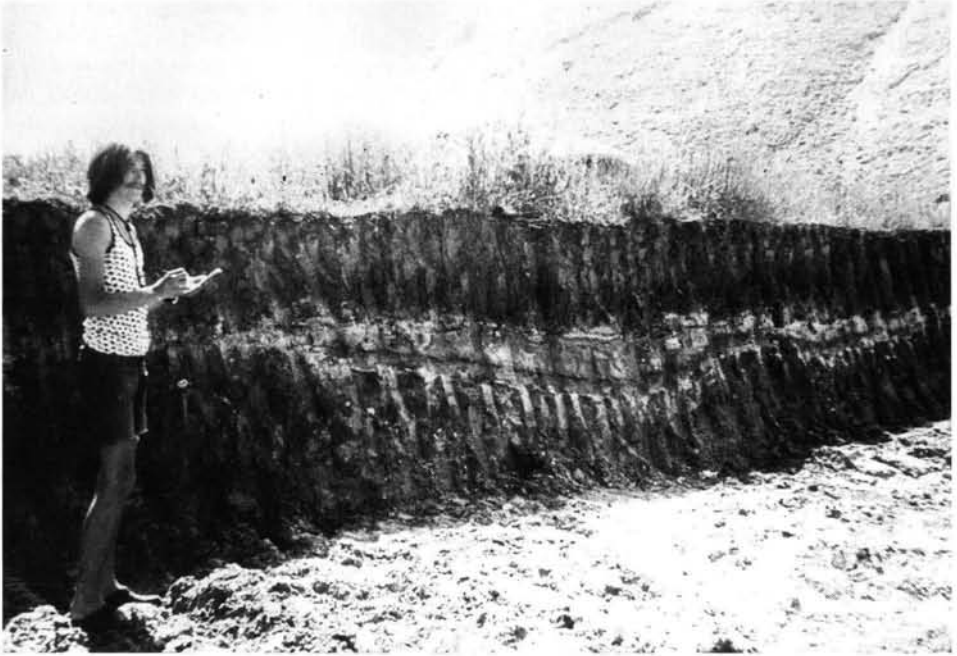


Abb. 8: Laacher See-Bimstuff-Mischsediment in zwei flachen Rinnen bei Eschwege (gleiche Lokalität wie bei Abb. 1 und 2). Schichtung im Tuff-Mischsediment schwach erkennbar. Hangender Auelehm mit Bt-Horizont (dunkel). Unter dem Tuff-Mischsediment sandig-kiesige Sedimente, die in Niederterrassen-Schotterkörper (helle Fläche im Vordergrund) übergehen. Aufnahme Brosche, Sommer 1977.

in einer alten Werratiefenlinie ausgehoben wurde), und vor allem nördlich Eschwege (nördlich der Straße Eschwege — Schwebda, ca. 300 m östlich des Straßendreiecks der Straßen Eschwege — Grebendorf und Eschwege — Schwebda) z.T. mehrfach aufgenommen. Stellvertretend für die anderen Aufschlüsse seien hier nur die zuletzt genannte große Grube der Werra-Kies-AG⁹⁾ beschrieben und interpretiert (Abb. 6 und 7).

Der Aufschluß war zwischen 1975 und 1979 der einzige, der aufgrund der mehrfach erwähnten Abpumpung des Grundwassers ein lückenloses Profil vom Buntsandstein-Felssockel unter dem Niederterrassen-Schotterkörper bis zur Oberfläche des Auelehms bot. Diese liegt bei ca. 160 m ü.M.

An der Ostwand haben sich in den gut geschichteten Werra-Niederterrassenkörper zwei Rinnen von je ca. 15 m Breite direkt nebeneinander eingetrief. Sie sind mit Material ausgefüllt, die die prä- und postallerödzeitliche Entwicklung des Werratales erkennen lassen (Abb. 6). Die beiden Rinnen im Schotterkörper befinden sich an einer schwach konvex gewölbten Stelle des ca. 2 km breiten Werratalbodens zwischen einem ehemaligen Werralauf im Nordteil der Talaue und dem heutigen (künstlich angelegten?) Werralauf am nördlichen

⁹⁾ Den Herren Eichenberger und Franke von der Werra-Kies AG danke ich sehr herzlich für die jahrelang gewährte freundliche Unterstützung meiner Feldarbeiten.



Abb. 9. Laacher See-Bimstuff-Mischsediment von 40 bis 50 cm Mächtigkeit über dem Spatengriff. Gleiche Lokalität wie bei Abb. 1 und 2. Mischsediment wurde mindestens in zwei Phasen aufgeschüttet. Über dem Mischsediment Auelehm mit dunklem Bt-Horizont. Unter Tuff-Mischsediment geschichtete Sande bis zum Niederterrassen-Schotterkörper. Aufnahme Brosche 1977.

Stadtrand von Eschwege. Abbildung 6 und besonders Abbildung 7 geben den Aufbau der zwei nebeneinander liegenden Rinnen wieder. Es folgen über

- (1) dem Niederterrassen-Schotterkörper im vollständigen Profil¹⁰⁾:
- (2) stark vergleyter, schwach sandiger, blaugrauer Ton mit vielen Rostflecken (diese Serie, die von mir m.W. erstmals im Werratal an verschiedenen Stellen gefunden wurde, nenne ich „Unterer Ried“, im Gegensatz zum „Oberen Ried“ weiter oberhalb);

¹⁰⁾ CORNELIA MARTINS, INA MICHALSKI und JOACHIM THIEL, alle Berlin, danke ich für die Hilfe bei den Geländeaufnahmen in dieser Grube.

- (3) allerödzeitlicher Laacher Bimstuff in wechselnder Mächtigkeit von 20–60 cm Dicke. (Der Tuff enthält die typischen Minerale des Laacher Bimstufes, nämlich Augit, Biotit, braune Hornblende und Titanit in reichlicher Menge. Außerdem sind noch Zirkon, Turmalin und Apatit von Herrn Dr. Scheer nachgewiesen worden.);
- (4) „Oberer Ried“ mit einem recht frischen, stark wasserhaltigen Baumstamm (Es ist in diesem Fall als blaugrauer sandiger Ton entwickelt, der wie das „Untere Ried“ Pseudovergleyungserscheinungen aufweist);
- (5) rötlich-brauner Auesand in wechselnder Mächtigkeit;
- (6) unterer rötlich-brauner Auelehm mit einem kräftigen fossilen A_h -Horizont (Auen-Schwarzerde des Atlantikums und Boreals?);
- (7, 8) oberer rötlich-brauner Auelehm mit einer schwach entwickelten Parabraunerde (Parabraunerde-Vega mit A_h -, A_e - und B_t -Horizont — Abb. 8 u. 9).

Aus den Lagerungsverhältnissen der Schichten 1–7 läßt sich auf folgende morphologische Prozesse schließen (vgl. Abb. 6 und 7):

1. Nach Ablagerung des Niederterrassen-Werraschotterkörpers (Abb. 6a) bildeten sich nebeneinander zwei Rinnen von kaum differierender Breite (Abb. 6b). Dieser Vorgang wird sehr wahrscheinlich mit der ersten glazialen Degradation des Dauerfrostbodens im Zusammenhang stehen, als sich erstmalig ein Grundwasserkörper entwickelte und die Werra erstmalig für einen längeren Zeitraum zu einem perennierenden Gerinne wurde, das sich eine zumindest für längere Zeit benutzte Rinne schuf (Datierung: wahrscheinlich Bölling-Interstadial).
2. Es kam zu einer Verfüllung dieser Rinnen durch Ablagerung von Stillwassersedimenten (von sandigen Tönen mit Pflanzenresten), die später pseudovergleyten oder vergleyten (Abb. 6c). Eventuell geschah die Verfüllung als Folge eines Verlassens dieser Rinnen durch die Werra, vielleicht als Folge einer Mäanderverlagerung in nördlichere Richtung (Datierung: Ende des Bölling-Interstadials, ältere Tundrenzeit, frühe Allerödzeit). Zur Erklärung dieser Veränderung im Flußgeschehen kommt allerdings auch eine Klimaumstellung (zu kalteuchten periglazialen Verhältnissen) in Betracht, durch die es wieder zu einem flächenhaften, saisonalen Überfließen von großen Teilen des Werratalbodens kam (ältere Tundrenzeit?).
3. Später wurde die mit „Unteren Ried“ ausgefüllte Rinne wieder von der Werra benutzt, als erneut eine Konzentration des Abflusses auf eine mehr oder weniger ständig durchflossene (perennierende?) Rinne der Werra erfolgte. Dies kann am ehesten mit der neuerlichen Degradation des Dauerfrostbodens am Beginn der Allerödzeit geschehen sein, als sich eventuell (wieder?) ein Grundwasserspiegel und Quellenbildung einstellte (Abb. 6d). Reste des „Älteren Ried“ blieben erhalten.
4. In der mittleren Allerödzeit kommt es zur flächenhaften Verwehung des Laacher Bimstufes, der auf dem breiten Werraboden durch Wasser der Werra aufgenommen, in die Rinnen verschwemmt und hier in Mächtigkeiten von 0,5–1 m abgelagert wird (Abb. 6e). Eventuell erfolgte die Ablagerung des Laacher Bimstufes in der genannten Mächtigkeit nur deshalb, weil sich die Werra (erneut?) an anderer Stelle eine kurzzeitig benutzte neue flache Rinne geschaffen hatte, die sie zeitweilig benutzte (In anderen Aufschlüssen wurden mehrere Bimslagen festgestellt, die durch tonig-schluffige Sedimente getrennt wurden¹¹). Auch diese Beobachtung spricht für die These, daß der Laacher

¹¹) HUGENROTH und MEYER (1979) sprechen von „Tuff-Mischsedimenten“, wenn größere Mengen Nicht-Bimsmaterial mit dem Laacher Bimstuff vermischt und in größerer Mächtigkeit in Rinnen angehäuft sind.

Bims in den Rinnen nicht in autochthoner Lagerung vorkommt, sondern durch Wasser verschwemmt wurde. Im Falle der Abb. 6e tritt allerdings keine Schichtung innerhalb des recht mächtigen Laacher-Bims-Paketes auf.).

5. Am Ende der Allerödzeit oder später kommt es zu einer neuerlichen Benutzung der mit Laacher Bimstuff gefüllten Rinnen und zu einer weitgehenden Ausräumung des bis 1 m mächtigen Laacher Bimses (Abb. 6f). Nicht auszuschließen ist es, daß auch hierfür die neuerliche Bildung eines Grundwasserkörpers und der damit verbundene perennierende Wasserabfluß nach der Jüngeren Tundrenzeit im Präboreal der Grund ist.
6. In der nächsten Phase setzt die endgültige Verfüllung der Rinnen durch das „Obere Ried“ ein (Abb. 6g). Bei diesen Sedimenten handelt es sich um die gleichen, die auch ELLENBERG (1968a: 673f.) aus dem mittleren Werratal beschreibt. ELLENBERG (1968a: 637f.) erwähnt dagegen keines der von mir beschriebenen älteren (spätglazialen) Rinnensedimente. Nach ELLENBERG (1970: 907, 909), der auf unveröffentlichte pollenanalytische Untersuchung von Frau Dr. Lange, Berlin, zurückgreift, hat die als schwarzblaue Tone, Torfe, helle Sande oder Kiese vorliegende Riedformation bei Breitungen ein boreales bis subboreales Alter¹²). Ein bereits jungtundrenzeitliches oder präboreales Alter ist auszuschließen¹³).

Die Zufüllung der Rinnen durch die Riedformation ist mit ELLENBERG (1968a: 763f.) wahrscheinlich darauf zurückzuführen, daß die Werra bei ihrer Tendenz, sich ein festes Flußbett zu schaffen, auf dem flachen, breiten Talboden mäandrierte. Dabei muß sie infolge von Materialverlagerungen auf dem Talgrund flache Altwasserrinnen geschaffen haben, in denen im Stillwassermilieu vor allem Torfwuchs und die Sedimentation von Ton stattfinden konnte, wenn die Werra bei höheren Wasserständen auch diese Talbereiche zeitweilig mit Wasser versorgte. Auf diese Weise wurden die Rinnen langsam mit Riedsedimenten aufgefüllt — freilich nur so lange, wie sich die Werra nicht kräftig in den Talboden eingeschnitten hatte. Denkbar ist m.E. allerdings auch, daß eine schwache Wasserbewegung nur temporär, z.B. bei Starkregen, in den von der Werra verlassenen, alten versumpften Rinnen stattfand, wobei das Wasser nicht durch „überschwappendes“ Werrawasser, sondern durch reines Niederschlagswasser geliefert wurde.

- 7., 8. Im weiteren Verlauf wurden in den Rinnen, wie übrigens auch an verschiedenen Stellen außerhalb der Rinnen, zunächst braun-rötliche Auesande (Abb. 6h) und später ein unterer Auelehm abgelagert (Abb. 6i). Wie auch Abb. 10 zeigt, wurde in diesem Auelehm ein kräftiger Horizont, eine Auen-Schwarzerde, gebildet. Das Alter dieses unteren Auelehms wurde bisher nicht ermittelt; jedoch scheint es möglich zu sein, daß der Auelehm älter als das postglaziale Klimaoptimum ist oder in dieses hineinfällt und daß der kräftige fossile A_h-Horizont in das holozäne Klimaoptimum fällt. HUGENROT & MEYER (1979) fanden in gleicher stratigraphischer Position im benachbarten Leinetal bei Edesheim (nordwestl. Northeim) einen kräftigen holozänen A_h-Horizont und einen B_t-Horizont, die beide aus einer Auen-Parabraunerde auf Flutlehm der Jüngeren Trundrenzeit hervorgegangen sind.

¹²) Vergleichbare Sedimente haben an der Leine ein boreales Alter (HÖVERMANN 1952), an der Saar ein atlantisches Alter (ZANDSTRA 1954), an der Weser ein atlantisches Alter, in einzelnen Fällen ein spätboreales bis subboreales Alter (NIETSCHE 1955), an der Grone bei Göttingen ein präboreales bis boreales Alter (WUNDERLICH 1963) und an der Unstrut ein atlantisches Alter (SCHULTZ 1964) ergeben (zit. n. ELLENBERG 1970: 909).

¹³) Im benachbarten Leinetal gliedern HUGENROT & MEYER (1979) ein jungtundrenzeitliches Auensediment über dem Laacher Bimstuff aus, das nach oben toniger wird und häufiger in flachen Rinnen vorkommt.

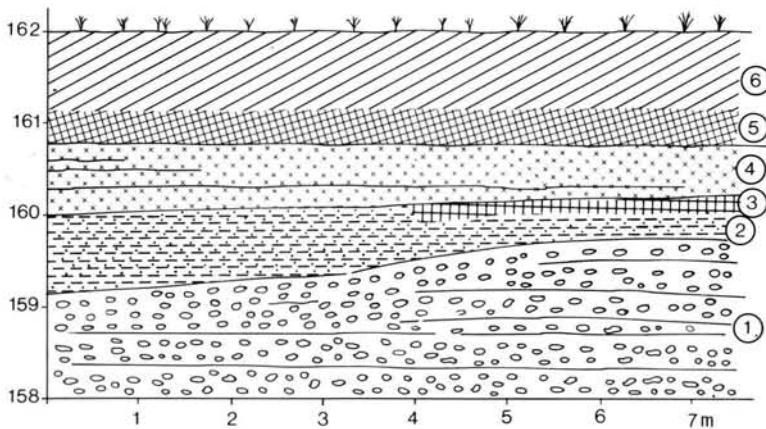


Abb. 10: Niederterrassen-Schotterkörper der Werra mit Deckschichten bei Eschwege (gleiche Lokalität wie bei Abb. 6).

1 = Niederterrassen-Schotterkörper; 2 = gelber, präallerödzeitlicher, wahrscheinlich lößbürtiger Auelehm; 3 = schwache Tonanreicherung im oberen Teil von 2; 4 = Laacher See-Bimstuff (Mischsediment), schwach geschichtet, zu großer Dicke zusammengeschwemmt, in Richtung auf Rinne mächtiger werdend; 5 = B_t -Horizont; 6 = Auelehm (undifferenziert).

9. Darauf folgte die Sedimentation des oberen Auelehms, der weitflächig fast über den gesamten Werratalboden ausgebreitet wurde (Abb. 6j). Auf ihm ist eine eindeutige Parabraunerde-Vega entwickelt, deren einzelne Horizonte freilich wesentlich schwächer sind als bei einer Parabraunerde auf Löß unter Wald.

3.5. Schichtfolgen-Variante

Eine Variante zu dieser Schichtenfolge fand sich in der gleichen Schottergrube bei Eschwege am 19. 6. 1976 (Abb. 10): Statt der dunklen, tonig-sandigen fleckigen unteren Riedfolge, die stark vergleitet ist und Pflanzenreste enthält (Schicht 2 in Abb. 7), tritt hier ein gelbliches, z.T. grau-rot marmoriertes, entkalktes, lehmig-schluffiges Sediment auf, das wahrscheinlich aus verlagertem Löß besteht. Es ist in Abb. 10 unter dem hellen Alleröd-Bimstuff zu erkennen, wo es Mächtigkeiten von 0,4–0,6 m erreicht. Direkt unter dem Tuff ist dieses gelbe schluffige Sediment polyedrisch und weist Anzeichen einer Tonverlagerung auf. Es muß offen bleiben, ob hier eine allerödzeitliche Bodenbildung vorliegt oder ob durch eine jüngere Tonverlagerung dieser Bereich beeinflusst (u.a. verbraunt) worden ist.

4. Zusammenfassung

Über zehnjährige Aufschlußbeobachtungen und -aufnahmen im Werratal zwischen Hannoversch-Münden und Philippsthal (östl. Bad Hersfeld) ließen einige neue Erkenntnisse zum jungpleistozänen und holozänen Flußgeschehen zu. Nach einer Einführung in den morphologischen Formenschatz wird eine 5- bis 8-m-Terrasse beschrieben und mit Hilfe mehrerer Aufschlüsse gezeigt, daß es sich dabei am ehesten um die Würmniederterrasse handelt. Ältere Deutungen einiger Lokalitäten durch MENSCHING (1953), die diese Terrasse zur

Mittelterrasse rechneten, sind zu revidieren. Niederterrassen können eine ähnliche Decksedimentfolge (Sande, Schwemmschutt, braune Kolluvialmassen) aufweisen wie Mittelterrassen.

Es wurde im Werratal nur ein, z.T. lößbedeckter, würmzeitlicher Niederterrassenkörper gefunden, in den sich schon im oberen Jungwürm nach der Lößterminologie und/oder zu Beginn des Spätglazials die Werra einschneidet. Im Zuge der Bildung eines wahrscheinlich perennierenden Werralaufes in Warmphasen des Spätglazials kam es zu einer Umlagerung von Niederterrassenschottern — entweder flächenhaft oder durch Bildung von 0,5–1,0 m tiefen Rinnen (Abb. 1 und 2). Eine neue spätglaziale Schuttanlieferung von den Seiten her ist bisher nicht nachzuweisen. Das spätglaziale und frühholozäne Flußgeschehen ließ sich anhand mehrfach sich bietender günstiger Aufschlußverhältnisse bei Eschwege und Schwebda dank des Fundes des Laacher Bimstufes im Jahre 1974 (Abb. 8 und 9) recht genau verfolgen (Abb. 6 und 7). Die Erkenntnisse von ELLENBERG (1967–1975) und ELLENBERG & KUHN (1967, 1968) zum spätglazialen und frühholozänen Flußgeschehen konnten dadurch verfeinert und zeitlich genauer eingestuft werden (Abb. 6 und 7). Neben einem „Oberen Ried“, das wahrscheinlich dem „Ried“ im oberen und mittleren Werragebiet auf dem Gebiet der DDR entspricht, wurde noch unter dem Laacher Bimstuf ein „Unterer Ried“ angetroffen.

In mehrfacher Hinsicht gibt es zum vornehmlich von HUGENROTH & MEYER (1979), MEYER (1982) und WILDHAGEN & MEYER (1972) untersuchten Leinetal Parallelen. Im Leine- und Werratal ist der Laacher See-Bimstuf in Rinnen, z.T. als Mischsediment, weit verbreitet und bildet für das präallerödzeitliche und postallerödzeitliche Flußgeschehen einen wichtigen chronologischen Bezugspunkt. Hier wie dort treten zwischen Niederterrassenschotterkörper und Laacher See-Bimstuf wahrscheinlich lößbürtige pseudovergleyte Lehme auf.

5. Schriftenverzeichnis

- AMTHAUER, H. (1972): Untersuchungen zur Talgeschichte der Oberweser. — Göttinger Geogr. Abh., H. 59; Göttingen.
- BROSCHKE, K.-U. & WALTHER, M. (1980): Lößprofile Vaake und Albungen in Nordhessen. — Geolog. Jahrb. f. Hessen, 108: 143–150; Wiesbaden.
- CLAASEN, K. (1941): Die Flußterrassen des Werratal zwischen Bad Sooden-Allendorf und Hannoversch-Münden. — Archiv f. Landes- und Volkskunde v. Niedersachsen, Bd. 1941: 125–166; Hannover.
- ELLENBERG, J. (1968a): Beziehungen zwischen Auslaugung und quartärer Sedimentation im thüringischen Werra-Kaligebiet. — Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Jahrgang 1965, Bd. 117, Hannover 1968: 670–679; Hannover.
- (1968b): Die geologisch-geomorphologische Entwicklung des südwestthüringischen Werragebietes im Pliozän und Quartär. — Diss. Friedrich-Schiller Universität Jena, 1968, 188 S.
- (1969): Die Auslaugungssenke Horschlitt im thüringischen Werra-Kali-Gebiet. — Geologie 18, 4: 488–490; Berlin.
- (1970): Zum Holozän der Werra in Südthüringen. — Wiss. Zeitschr. Friedr. Schiller Univ. Jena, Math.-Nat. Reihe, 19. Jahrgang (1970), H. 5/6: 905–913; Jena.
- (1972): Auslaugung und Sedimentation im Gebiet von Gerstungen. — Geologie 21, 3: 296–304; Berlin.
- (1975): Schwermineralverteilung, Sedimentation und Stratigraphie im Quartär der mittleren Werra. — Zeitschr. Geol. Wiss., 3, 11: 1389–1404; Berlin.
- & KUHN, G. (1967): Kieselgur im Werra-Kaligebiet. — Hallesches Jahrb. Mitteldeutsch. Erdgesch., 8: 67–86; Leipzig.

- ELLENBERG, J. & — (1969): Das Quartär und seine nutzbaren Gesteine im Werragebiet. — Exkursionsführer Ergebnisse quartärgeologischer Untersuchungen Thüringen: 5–23; Berlin.
- GARLEFF, K. (1976): Beitrag zur Deutung der Terrassen im unteren Werratal. — *Eiszeitalter und Gegenwart*, 17: 118–124; Öhringen.
- GRUPE, O. (1909): Zur Frage der Terrassenbildung im mittleren Flußgebiet der Weser und Leine und ihrer Altersbeziehungen zu den Eiszeiten. *Zeitschr. d. Dtsch. Geol. Ges.*, Bd. 61, Monatsber. Nr. 12: 470–493; Berlin.
- (1911): Über das Alter der Dislokationen des hannoversch-hessischen Berglandes und ihren Einfluß auf Talbildung und Basalteruptionen. — *Zeitschr. d. Dtsch. Geol. Ges.*, Bd. 63: 264–316; Berlin.
- (1912): Die Flußterrassen des Wesergebietes und ihre Altersbeziehungen zu den Eiszeiten. — *Zeitschr. d. Dtsch. Geol. Ges.*, Bd. 64: 265–298; Berlin.
- (1926): Tal- und Terrassenbildung im Gebiet der Werra-Fulda-Weser. — *Geol. Rdsch.* 17: 161–196; Stuttgart.
- (1927): Die Talentwicklung des Wesersystems. — *Geol. Rdsch.* 18: 456–461; Stuttgart.
- HUGENROTH, P. & MEYER, B. (1979): Exkursionsmaterialien anlässlich der Exkursion 21 auf dem 42. Deutschen Geographentag Göttingen am 9. 6. 1979: „Auenprofil Northeim-Nord“; Göttingen.
- KOZARSKI, S. & ROTNICKI, K. (1977): Valley floors and changes of river channel patterns in the north Polish plain during the late-würm and holocene. — *Quaestiones Geographicae* 4 UAM: 51–93; Torun/Thorn.
- MÄCKEL, R. (1970): Untersuchungen zur jungquartären Flußgeschichte der Lahn in der Gießener Talweitung. — *Eiszeitalter und Gegenwart*, 20: 138–174; Öhringen.
- MAIER, B. geb. SIPPEL (1952): Zur Morphologie des Soodener Berglandes. — *Göttinger Geogr. Abh.* 11; Göttingen.
- MEINECKE, F. (1913): Über die Entwicklungsgeschichte des Werratales. — *Archiv Landes- u. Volkskunde Prov. Sachsen*, 1913: 77–110; Halle.
- MENSCHING, H. (1953): Die periglaziale Formung der Landschaft des unteren Werratales. — *Göttinger Geogr. Abh.* 14: 79–128; Göttingen.
- MEYER, B. (1982): In „Manuskriptsammlung der Vorträge im Rahmen der 9. Tagung des AK Geomorphologie vom 11. 10.–15. 10. 1982 in Braunschweig“: X 57–X 87; Braunschweig.
- RICKEN, W., (1982a): Quartäre Klimaphasen und Subrosion als Faktoren der Bildung von Kies-Terrassen im südwestlichen Harzvorland. — *Eiszeitalter und Gegenwart*, 32: 109–136; Hannover.
- (1982b): Mittel- und jungpleistozäne Lößdecken im südwestlichen Harzvorland. Stratigraphie, Paläopedologie, fazielle Differenzierung und Konnektierung mit Flußterrassen. — In: BORK & RICKEN: Bodenerosion, holozäne und pleistozäne Bodenentwicklung. — *Catena Supplement* 3; Braunschweig.
- & MEYER, B. (1982): Exkursion III. Südwestliches Harzvorland. In: „Manuskriptsammlung der Vorträge im Rahmen der 9. Tagung des AK Geomorphologie vom 11. 10.–15. 10. 1982 in Braunschweig“: X 57–X 87; Braunschweig.
- ROHDENBURG, H. (1965): Untersuchungen zur pleistozänen Formung am Beispiel der Westabdachung des Göttinger Waldes. — *Gießener Geogr. Schr.*, H. 7; Gießen.
- (1966): Eiskeilhorizonte in südniedersächsischen und nordhessischen Lößprofilen. — *Mitt. d. Dtsch. Bodenkdl. Ges.* 5: 137–170; Göttingen.
- (1968): Jungpleistozäne Hangformung in Mitteleuropa. — *Beiträge zur Kenntnis, Deutung und Bedeutung ihrer räumlichen und zeitlichen Differenzierung.* — *Göttinger Bodenkundl. Ber.*, 6: 3–107; Göttingen.

- SEMME, A. (1972a): Untersuchungen zur jungpleistozänen Talentwicklung in deutschen Mittelgebirgen. — Zeitschr. f. Geomorph., N.F., Supplementband 14: 105—112; Berlin—Stuttgart.
- (1972b): Geomorphologie der Bundesrepublik Deutschland. — Geographische Zeitschrift, Beihefte, 149 S.; Wiesbaden.
- (1974): Der Stand der Eiszeitforschung im Rhein-Main-Gebiet. In: SEMME, A. (Hrsg.): Das Eiszeitalter im Rhein-Main-Gebiet. — Rhein.-Main. Forsch., 78: 215 S.; Frankfurt a. M.
- SIEGERT, L. (1921): Beiträge zur Kenntnis des Pliozäns und der diluvialen Terrassen im Flußgebiet der Weser. — Abh. d. Preuß. Geol. Landesanst., N.F., 90, 130 S.; Berlin.
- (1912): Über die Entwicklung des Wesertales. — Zeitschr. d. Dtsch. Geol. Ges., 64: 233—264; Berlin.
- SOERGEL, W. (1921): Die Ursachen der diluvialen Aufschotterung und Erosion. Berlin.
- (1927): Zur Talentwicklung des Werra-Weser- und des Ilm-Saale-Systems. — Geol. Rundschau, 18: 103—120; Stuttgart.
- WILDHAGEN, H. & MEYER, B. (1972): Holozäne Boden-Entwicklung, Sediment-Bildung und Geomorphogenese im Flußauen-Bereich des Göttinger Leinetal-Grabens. 1: Spätglazial und Holozän bis zum Beginn der eisenzeitlichen Auenlehm-Ablagerung. 2: Die Auenlehm-Decken des Subatlantikums. — Göttinger Bodenkd. Ber. 21: 1—75 und 77—158; Göttingen.

Manuskript eingegangen am 2.1.1984, Nachträge April 1984.

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	34	131—153 14 Abb., 1Tab.	<i>Hannover 1984</i>
----------------------------------	----	---------------------------	----------------------

Insektenfraßspuren in letztinterglazialen Hölzern aus den Sanden und Kiesen der nördlichen Oberrheinebene

RALF KLINGER & WIGHART VON KOENIGSWALD
mit einem Beitrag von ANGELA KREUZ

Fossil wood, nutrition traces, Hymenopteroida, Coleopteroida, parasitism, Upper Pleistocene,
Eemian, paleoecology, forest, river floodplain, gravel, sand.
Upper Rhine Valley, Hessen
TK25 Nr.: 6116, 6316

Kurzfassung: Aus den jungpleistozänen Schottern der Oberrheinebene werden Hölzer des letzten Interglazials beschrieben, die von Holzinsekten befallen sind. An Hölzern von *Picea* vel *Larix* (3x), *Abies alba* (2x), *Ulmus* sp. (2x) und *Fraxinus excelsior* (1x) werden Vertreter der Siricidae (Holzwespen) [Hymenoptera], der Anobiidae (Klopfkäfer), Buprestidae (Prachtkäfer), Cerambycidae (Bockkäfer), Curculionidae (Bohrwürstelkäfer) und Scolytidae (Borkenkäfer) [Coleoptera], an ihren Fraßgängen nachgewiesen. Im Falle des Prachtkäfers ist die Gruppe auch durch mehrere Larvenfunde gesichert. Belegt sind weiterhin eine Parasitierung durch Braconidae vel Bethyridae vel Chalcididae, Hymenoptera, sowie eine Prädation durch Spechte und schließlich eine sekundäre Nutzung von Holzkäfergängen durch Grabwespen (Sphecidae, Hymenoptera). In dieser Insektenfauna wird ein palökologisch aussagefähiger Teil der Lebensgemeinschaft des interglazialen Auewaldes erfaßt.

[Insect Larval Tunnels in Wood of the Last Interglacial from the Oberrheinebene, W.-Germany]

Abstract: Last interglacial assemblages of fossil wood, attacked by insects, are described from the upper pleistocene gravels in the Oberrheinebene. In the wood of *Picea* vel *Larix* (3x), *Abies alba* (2x), *Ulmus* sp. (2x) und *Fraxinus excelsior* (1x) there are identified by their larval tunnels a member of the woodwasps (Siricidae, Hymenoptera) as well as members of the furniture beetles (Anobiidae), a member of the wood borers (Buprestidae), which is confirmed by the finding of several fossilized larvae, members of the longhornbeetles (Cerambycidae), and a member of weevils (Curculionidae) and ambrosia beetles (Scolytidae, Coleoptera). Furthermore there is proved a case of parasitism by wasps (Braconidae vel Bethyridae vel Chalcididae), a case of predation by woodpeckers and a case of reutilisation of larval insecttunnels in wood by a fossorial wasp (Sphecidae, Hymenoptera). This insect fauna seizes a part of the biome of palaeoecological value of a last interglacial forest of river floodplains.

Anschrift der Autoren: Dr. R. KLINGER und Dr. W. v. KOENIGSWALD, Zoologische und Geologische Abteilungen des Hessischen Landesmuseums, Friedensplatz 1, D-6100 Darmstadt. — Dipl. Biol. A. KREUZ, Seminar für Vor- und Frühgeschichte, Arndtstr. 11, D-6000 Frankfurt a.M.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung
2. Material und Methoden
3. Bestimmung der Holzproben mit Insektefraßspuren (A. KREUZ)
4. Die Altersstellung der Hölzer
5. Beschreibung der Fraßgänge und Bestimmung der Insekten
 - 5.1 Methoden
 - 5.2 Befunde an Hölzern von *Picea/Larix* (RSH 20, RSH 21, RSH 28)
 - 5.3 Befunde an Hölzern von *Abies* (RSH 23, RSH 24)
 - 5.4 Befunde an Hölzern von *Ulmus* (RSH 22, RSH 26)
 - 5.5 Befunde an Hölzern von *Fraxinus* (RSH 25)
6. Biologisches Umfeld der Holzinsekten
7. Klimatischer Aussagewert der Holzinsekten
8. Danksagung
9. Schriftenverzeichnis

1. Einleitung

Die jungpleistozänen Ablagerungen von Rhein und Neckar in der nördlichen Oberrheinebene werden im Rahmen des vom Bundesministerium für Forschung und Technologie geförderten Projektes „Terrestrische Paläoklimatologie“ intensiver untersucht. Eine Arbeitsgruppe „Paläoklima am Oberrhein“ hat sich zum Ziel gesetzt, palökologische Daten für das letzte Interglazial und das beginnende Glazial zusammenzutragen. Zu diesem Zweck werden Kiesbaggereien im Raum zwischen Mainz, Darmstadt und Worms regelmäßig begangen und tierische und pflanzliche Fossilien geboren. Neben Knochen und Zähnen der jungpleistozänen Großsäuger werden zahlreiche Hölzer ausgebagert, die 14 verschiedene Gattungen zuzuordnen sind.

Die ersten Fraßspuren von Insekten an dem fossilen Holz und den jungpleistozänen Rheinsanden wurden im Juli 1982 bei einer gemeinsamen Geländebegehung der Autoren mit Prof. Dr. K. U. LEISTIKOW, Frankfurt, von einem von uns (R. KLINGER) erkannt. Einmal darauf aufmerksam geworden, haben dann Dr. D. SCHWEISS und W. V. KOENIGSWALD bei der kontinuierlichen Überwachung der Kiesgruben weitere von Insekten befallene Hölzer gefunden.

Von den Fraßspuren soll auf die Insekten zurückgeschlossen werden, die selber nur in Ausnahmefällen überliefert sind. In einem Holz wurden körperlich erhaltene Spinnenreste gefunden, die von Grabwespen als Nahrung für die Larven eingebracht wurden. Damit läßt sich im Einzelfall das komplexe biologische Umfeld rekonstruieren.

Hier werden die ersten Befunde an Hölzern mitgeteilt, um auf diese ungewöhnliche Überlieferung paläontologisch wichtiger Daten hinzuweisen.

2. Material

Die Bergung der Hölzer ist leider nur im Rahmen der technischen Gewinnung der Sande und Kiese möglich. Auf den Fangrosten der Bagger bleiben größere Holzstücke hängen und werden bei der Entleerung der Roste zur Seite gelegt, wo sie dann aufgelesen und auf Insekten-Fraßspuren hin untersucht werden konnten. Die Art der Förderung von Sand

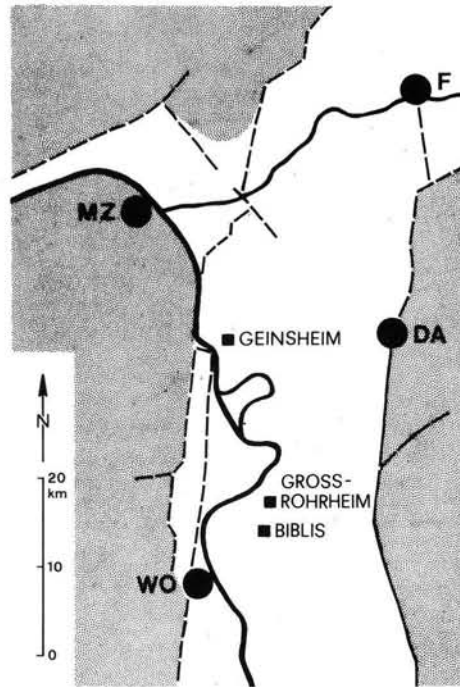


Abb. 1: Lage der Fundorte Geinsheim, Groß-Rohrheim und Biblis in der nördlichen Oberrheinebene, die von Holzinsekten befallene Stamm- und Aststücke aus dem letzten Interglazial geliefert haben.

und Kies führt zu einer recht starken Fraktionierung der im Sediment eingebetteten Hölzer. Wenn das Holz längere Zeit auf den Baggern gelegen hat, ist die Fördertiefe unsicher, ebenso, wenn Material in den Fördertrichter aus dem Hangenden nachgebrochen ist. Bei der folgenden Aufstellung der Funde, nach Fundorten geordnet, werden nur Tiefen angegeben, die als relativ sicher anzusehen sind.

Im einzelnen wurde an folgenden Hölzern ein Befall durch Holzinsekten festgestellt:

Biblis, Grube Heckmann
TK 50, 6316 Worms R 3459600, H 5504930

RSH 20: Flaches Holzstück von *Picea/Larix* aus dem äußeren Holzkörper aber ohne Bast, Krümmung läßt auf einen Stammdurchmesser von etwa 100 cm schließen. (21.7.1982 – F 1982 – 8)

RSH 21: Rundliches Bruchstück von *Picea/Larix*, das von einem etwa 40 cm starken Stamm herrührt. (21.7.1982 – F 1982 – 8)

Groß-Rohrheim, Grube KBC

TK 50, 6316 Worms R 3460400, H 5507450

- RSH 22: Holz von *Ulmus* sp., Sektor eines Astes oder Stammes, dessen Durchmesser aus der Krümmung der Jahresringe nicht sicher zu erschließen ist, mindestens jedoch 30 cm betragen hat (12.8.1982)
- RSH 23: Zylinderförmisches Holzstück von *Abies alba* aus dem Inneren eines Astes oder dünnen Stammes. Der vorliegende Teil belegt einen Durchmesser von 14 cm. (9.9.1982 — F 1982 — 14)
- RSH 24: Sektor aus einem Ast oder Stamm von mindestens 40 cm Durchmesser von *Abies alba*. Das Holz stammt aus etwa 18 m unter Flur. (26.1.1983 — F 1983 — 7)
- RSH 26: Schmäler Sektor eines größeren Stammes von *Ulmus* von mindestens 80 cm Durchmesser. Der Stamm wurde etwa in 19 m unter Flur gefunden. (7.12.1983 — F 1984 — 9)
- RSH 28: Ein 45 cm langer Sektor aus dem mindestens 35 cm starken, stark verrotteten Stamm von *Picea/Larix*. Das Holz wurde in etwa 20–21 m unter Flur geborgen (6.1.1984)

Geinsheim, Grube Kiebert

TK 50, 6116 Darmstadt West, R 3456150, H 5526480

- RSH 25: Ein etwa 30 cm langes Stück eines etwa 15 cm dicken Astes von *Fraxinus excelsior*. Das Holzstück wurde in etwa 20–21 m Tiefe unter Flur ausgebaggert. (2.11.1983 — F 1984 — 5)

Das Belegmaterial wird in der Geol. Abt. des Hessischen Landesmuseums Darmstadt aufbewahrt. Die Nummern RSH 20 etc. beziehen sich auf den Katalog der Rheinschotterfossilien (Holz). Neben dem Funddatum wird mit z.B.: F 1982–8 die Eingangsnummer angegeben.

3. Bestimmung der Holzproben mit Insektenfraßspuren (ANGELA KREUZ)

Neun Holzproben von drei Fundorten ließen sich nach holzanatomischen Merkmalen bzw. deren Entsprechung rezenter Baumarten in der üblichen Weise (SCHWEINGRUBER 1978) bestimmen:

Biblis	2 <i>Picea/Larix</i>
Geinsheim	1 <i>Fraxinus excelsior</i>
Groß-Rohrheim	2 <i>Abies alba</i>
	1 <i>Picea/Larix</i> (mit eingewachsener Wurzel von <i>Clematis vitalba</i>)
	3 <i>Ulmus</i> sp.

Kennzeichnende holzanatomische Merkmale der Weißtanne, *Abies alba* MILL. (Zitation der Pflanzenarten nach FITSCHEN 1983), bieten insbesondere die Markstrahlen mit ihren dicken, teilweise gezähnelten Wänden, ferner fehlen ihr Harzkanäle.

Picea abies (L.) KARST., Gemeine Fichte, und *Larix decidua* MILL., Europäische Lärche, sind wegen der Übereinstimmung in der Merkmalskombination im Einzelfall holzanatomisch nicht zu trennen. Die Fichte hat im Gegensatz zur Lärche nur selten doppelte Hof-tüpfelreihen an den radialen Tracheidenwänden und der Frühholz/Spätholz-Übergang ist kontinuierlich, jedoch sind diese Merkmale — insbesondere bei Berücksichtigung des Erhaltungszustandes des Probenmaterials, sowie möglicher Variationsbreiten der Arten — nicht als trennend zu werten.

Ausgehend von der heutigen Verbreitung der beiden Arten könnte *Larix decidua* für das letzte Interglazial immerhin als weniger wahrscheinlich angenommen werden, da ihr natürliches Vorkommen in Mitteleuropa in den Alpen liegt. Für den Fall aber, daß neben den Ablagerungen des letzten Interglazials, Interstadiale des Früh-Weichsel-Glazials durch Holz belegt sind, ist zu bedenken, daß neben *Picea abies* auch *Picea omorika* (PAUE) PURK., Serbische Fichte, vom Alpennordrand bis Norddeutschland vorgekommen ist.

Während dieser Interstadiale, besonders während des Brörup, war *Larix* auch in den Ebenen zwischen Alpen und Nordsee verbreitet. Die holzanatomische Unterscheidung von *Picea abies* und *P. omorika* (VAN DER BURGH, 1978 und GREGUSS, 1955) besonders nach der Dicke der Markstrahlparenchymwände und der Größe der Kreuzungsfeldtüpfel erscheint mir bei dem vorliegenden Material nicht möglich, zumal die Angaben der genannten Autoren erheblich differieren.

Unter Annahme der zeitlichen Einordnung der Proben in ein Interstadial der letzten Eiszeit kann somit auf Grund der holzanatomischen Untersuchung nur die Zuweisung *Picea abies*/*P. omorika*/*Larix decidua* erfolgen. Die Gemeine Esche, *Fraxinus excelsior* L., hat ein ringporiges Holz. Die auffallend dickwandigen Gefäße im Spätholz sind einzeln oder zu zweien angeordnet, die Markstrahlen schmal, meist zwei- bis dreireihig und homogen.

Wegen der Übereinstimmung der Kombination ihrer holzanatomischen Merkmale sind *Ulmus carpinifolia* GLED., Feld-Ulme, *U. glabra* Huds., Berg-Ulme, sowie *U. laevis* PALL., Flatter-Ulme nicht zu unterscheiden. Allen drei Arten gemeinsam ist ein ringporiges Holz, die Spätholzgefäße sind in zwei- bis vierreihigen mehr oder weniger langen tangentialen bis leicht schrägen Bändern angeordnet, die Markstrahlen meist vier- bis fünfreihig.

Pflanzengeographisch/ökologisch und aktualistisch lassen sich die aufgefundenen Sippen kurz wie folgt charakterisieren (HEGI 1958, MEUSEL et al. 1965): Die Weißtanne ist in Süd- und Mitteleuropa von tiefen bis in montane Lagen verbreitet, wo sie oft einzeln oder zusammen mit der Fichte oder Buche Bestände bildet. Allgemein genügt ihr ein mäßigwarmes Klima.

Die Fichte ist in Europa vorwiegend in hochmontan-subalpinen Lagen oder temperatoboreal verbreitet und bevorzugt ein kühles Klima. Die Lärche ist in den Alpen, Karpaten und im Hügelland von Süd-Polen anzutreffen. In den Alpen bildet sie oft die obere Waldgrenze.

Die Esche, vorwiegend in Auewäldern, reichen Laubwäldern und Gebüschern fast ganz Europas — besonders Mitteleuropas — verbreitet, meidet lichtarme Standorte und rauhe Gebirgslagen und bevorzugt humides, mäßigwarmes Klima. Sie ist jung spätfrostempfindlich und allgemein nicht frosthart, ihr Schwergewicht liegt in submontan-temperaten Bereichen.

Die Ulmenarten sind in Süd- und Mitteleuropa verbreitet (die Feld-Ulme in Mittel- und Südosteuropa), besonders in Auewäldern, Waldrändern und Gebüschern.

U. carpinifolia gehört zu den wärmebedürftigsten einheimischen Holzarten und tritt daher vor allem in tiefer gelegenen, milden Gegenden auf. Im Gebirge wird sie durch die viel weniger empfindliche *U. glabra* ersetzt. Diese steigt z.B. in den Voralpen bis auf 1300 m, erträgt allgemein ein kühl-humides Klima und ist frosthart. *U. laevis* toleriert feuchte bis nasse Standorte (Überschwemmungszeiger) und bevorzugt ein mäßigwarmes bis warmes Klima.

4. Das Alter der Hölzer

Der nördliche Oberrheingraben ist während des ganzen Pleistozäns ein Senkungsgebiet, das große Mengen fluviatiler Sedimente von Rhein und Neckar aufgenommen hat. Nach BARTZ (1974) erreicht das Quartär bei Heidelberg eine Mächtigkeit von etwa 350 m. Die Kiesgruben, aus denen die hier beschriebenen Hölzer mit Insekten-Fraßspuren stammen, liegen im Dreieck zwischen Darmstadt, Worms und Mainz. Die geologische Gliederung in diesem Raum scheint recht einheitlich zu sein, auch wenn im W geringere Mächtigkeiten der einzelnen Schichtglieder zu erwarten sind als im E.

Unter dem holozänen bzw. jungpleistozänen Hochflutlehm liegt nach SCHEER (1978) die t6-Niederterrasse, die aufgrund absoluter Daten, aber auch des Artenreichtums der kaltzeitlichen Fauna (v. KOENIGSWALD 1983), in das letzte Glazial aber vor dessen Maximum zu stellen ist. Eingetieft in diese Terrasse ist in Rhein-Nähe z.B. in Geinsheim eine t7-Terrasse, die nach absoluten Daten (SCHEER 1978: 285) in das Hoch- und Spätglazial der letzten Vereisung gehört. In Geinsheim wird die t7-Terrasse in einer Tiefe von rund 10 m von der kaltzeitlichen t6-Terrasse unterlagert.

Lithologisch ist keine scharfe Untergrenze der t6-Niederterrassenschotter zu erkennen. Auffallend ist jedoch, daß in einer Tiefe zwischen 15 und 20 m recht dicke Baumstämme angetroffen werden. Unter ihnen zeigen bis zu 1 m dicke, schwarz verwitterte Eichen ein deutlich interglaziales Milieu an. Bei umfangreichen Probenahmen konnten von A. KREUZ im Untersuchungsgebiet bisher 14 Taxa bestimmt werden, darunter *Pinus sylvestris/mugo*, *Picea/Larix*, *Ulmus* sp., *Alnus* sp., *Quercus robur/petraea*, *Fraxinus excelsior* aber auch *Taxus baccata*, *Hippophae rhamnoides* und *Clematis vitalba*.

In der Grube KBC nahe Groß-Rohrheim, aus der die Mehrzahl der hier zu beschreibenden Hölzer mit Insekten-Fraßspuren stammen, sind von A. KREUZ folgende Taxa nachgewiesen worden:

<i>Abies alba</i> MILL.	Weißtanne
<i>Picea abies</i> (L.) KARST/ <i>Larix decidua</i> MILL.	Gemeine Fichte/ Europäische Lärche
<i>Pinus sylvestris</i> L./ <i>mugo</i> TURRA	Föhre/Berg-Kiefer
<i>Betula pendula</i> ROTH/ <i>pubescens</i> EGRH.	Gemeine Birke/Moor-B.
<i>Carpinus betulus</i> L.	Gemeine Hainbuche
<i>Fraxinus excelsior</i> L.	Gemeine Esche
<i>Clematis vitalba</i> L.	Waldrebe
<i>Pomoideae</i> (<i>Pyrus</i> L./ <i>Malus</i> MILL./ <i>Crataegus</i> L.)	Kernobstgewächse (Birne/Apfel/Weißdorn)
<i>Quercus robur</i> L./ <i>petraea</i> (MATT.) LIEBL.	Stiel-/Trauben-Eiche
<i>Ulmus carpinifolia</i> GLED./ <i>glabra</i> HUDS./ <i>laevis</i> PALL.	Feld-/Berg-/Flatter-Ulme

Auch die Fauna dieses Profilabschnittes ist durch warmzeitliche Säugetierarten gekennzeichnet. Als Beispiel soll hier die Liste der Großsäuger aus derselben Kiesgrube bei Groß-Rohrheim gegeben werden.

<i>Panthera leo speleaea</i> (GOLDFUSS)	Höhlenlöwe
<i>Elephas (Palaeoloxodon) antiquus</i> (FALCONER & CAUTLEY)	Waldelefant
<i>Mammuthus primigenius</i> (BLUMENBACH)	Mammut
<i>Equus</i> sp.	Pferd
<i>Dicerorhinus kirchbergensis</i> (JÄGER)	Merck'sches Nashorn

<i>Sus scrofa</i> L.	Wildschwein
<i>Hippopotamus amphibius</i> L.	Flußpferd
<i>Capreolus capreolus</i> (L.)	Reh
<i>Megaloceros giganteus</i> (BLUMENBACH)	Riesenhirsch
<i>Cervus dama</i> L.	Damhirsch
<i>Cervus elaphus</i> L.	Rothirsch
<i>Bison priscus</i> (BOJANUS)	Bison
<i>Bos vel Bison</i>	großes Rind

Diese Liste enthält die typischen Elemente einer Interglazialfauna. VON KOENIGSWALD & LÖSCHER (1982) haben deutlich gemacht, daß es sich bei dem Profilabschnitt mit Eichenhölzern aus geologischen Gründen nur um das letzte Interglazial handeln kann. Die Häufigkeit und die Erhaltung der *Hippopotamus*-Funde schließt eine Umlagerung aus Sedimenten eines älteren Interglazials aus. Dagegen muß damit gerechnet werden, daß manche Einzel-funde der Fauna aus dem Hangenden, das heißt aus Ablagerungen des letzten Glazials stammen. Das gilt für Funde von *Mammuthus*, *Equus*, *Megaloceros* und *Bison*, wenn auch keineswegs für alle Belege dieser Gattungen.

Der Nachweis von *Hippopotamus amphibius* in der Eichenholz führenden Schicht weist auf Temperaturen hin, die zumindest in den Wintermonaten höher lagen, als sie derzeit im nördlichen Oberrheingebiet herrschen. Damit ist von der Fauna her anzunehmen, daß hier das Optimum des letzten Interglazials belegt ist. Diese zeitliche Bestimmung ist deswegen so wichtig, weil das Vorkommen der nachgewiesenen Holzarten keineswegs nur auf das Optimum des letzten Interglazials beschränkt ist. Nach der Zusammenstellung der pollen-analytischen Daten durch WELTEN (1981) dürften die meisten dieser Baumarten auch noch in den frühen Interstadialen des letzten Glazials zu erwarten sein. Die Dicke der gefundenen Stämme spricht aber dafür, daß die Bäume nicht im Randbereich ihres Verbreitungsgebietes gewachsen sind.

Die Untergrenze dieser dem letzten Interglazials zugewiesenen Sedimente ist durch weit verbreitete, feinklastische Ablagerungen, dem sogenannten „Oberen Ton“ markiert, der als Leithorizont für die Hydrogeologie gut erfaßt ist. Er wird in keiner der hier betrachteten Kiesgruben durchteuft. Das Alter des „Oberen Tons“ kann aber zur Zeit noch nicht biostratigraphisch beurteilt werden. Bislang wurde er dem Eem-Interglazial, also dem letzten Interglazial zugeordnet (ARBEITSGRUPPE 1980: 19).

Es kann also davon ausgegangen werden, daß die hier beschriebenen Hölzer mit Insekten-Fraßspuren aus dem letzten Interglazial stammen, wobei allerdings nicht sicher auszuschließen ist, daß auch einzelne Hölzer aus den warmen Abschnitten zu Beginn des letzten Glazials kommen. Diese Unsicherheit der stratigraphischen Zuordnung beruht vor allem darauf, daß im gesamten Untersuchungsgebiet der hier interessierende Profilabschnitt unter dem Grundwasserspiegel liegt und das Material nur beim Auskiesen mit Schwimm- und Griefbaggern zutage gefördert wird.

Der Befall der Stämme durch die Insekten erfolgte zu Lebzeiten der Bäume oder kurz nach dem Absterben, in jedem Fall aber vor der Einlagerung der Stämme in das Sediment. Inkrustationen und pyritischen Auskleidungen mancher Bohrgänge belegen das fossile Alter der Fraßgänge und Arthropodenreste. Das soll hier extra betont werden, weil ROSELT & FEUSTEL (1960) rezente Nestanlagen von Grabwespen in tertiären Taxodiaceen-Stubben aus der Braunkohle von Frielendorf bei Kassel beschrieben haben.

5. Beschreibung der Fraßgänge und Bestimmung der Insekten

5.1. Methoden

Die Holzfragmente wurden je nach Art der erhaltenen Fraßspuren in schmale Scheiben geschnitten, um Verlauf, Größe und Querschnitt der Gänge ermitteln zu können. Ein weiteres Kriterium bildet die Füllung der Gänge z.B. mit Fraßmehl, Nagespänen oder Kot. Die Befunde werden zur Bestimmung mit der Bionomie rezenter Arten verglichen, die in den Tabellen und Befallsbildbeschreibungen von ANONYMUS o.J., BECKER 1949, BRAUNS 1962/66, 1964, BURMEISTER 1964, DEMELT 1966, ESCHERICH 1923, KLAUSNITZER & SANDER 1978, KOCH 1910, MOURIER & WINDING 1975, VITÉ 1952/53 enthalten sind. Die Bestimmung wird allerdings dadurch erschwert, daß diese Bestimmungsliteratur auf vielen Merkmalen aufbaut, die an den fossilen Fraßspuren nicht erfaßbar sind. Andererseits werden einige im fossilen Material durchaus vorhandene Charakteristika nur ungenügend berücksichtigt. Neben der Literatur wurde weiterhin die Fraßsammlung des Hessischen Landesmuseums zum direkten Vergleich genutzt.

5.2. Befunde an Hölzern von *Picea/Larix*

- RSH 20 — Fraßgänge der Gemeinen Holzwespe, *Paururus juvencus* (L) (Siricidae, Hymenoptera) s. Abb. 2 und 10.
- RSH 21 — Zahlreiche hakenförmige Puppenwiegen von Fichten- oder Lärchenböcken, *Tetropium* sp. (Cerambycidae, Coleoptera) s. Abb. 3. 2/3 der Puppenwiegen sind von Schwarz- oder von Buntspechtarten (*Dryocopus martius* bzw. *Dendrocopos* sp., Picidae, Aves) aufgeschlagen. Verlassene Bockkäfergänge wurden sekundär von weiblichen Grabwespen der Gattungen Trypoxylon/Pison (Sphecidae/Hymenoptera) zum Brutkammerbau genutzt. Mehrere Prosomata eingetragener Kreuzspinnen, Gattung *Araneus* (Araneidae, Arachnida), wurden in den Gängen sichergestellt s. Abb. 4.
- RSH 28 — Zahlreiche Wohn- und Fraßgänge eines Bohrrüsselkäfers (Curculionidae, Coleoptera). Sie waren von Braconiden, Bethyriden oder Chalcididen (Hymenoptera) parasitiert. Einzelne Larvenfraßgänge eines Scheibenbockes, *Callidium* sp. (Cerambycidae, Coleoptera).

RSH 20: Das Holzstück enthält mehrere Gangsysteme. Sie sind im Querschnitt kreisrund und fest mit Bohrmehl gefüllt. Die verschiedenen Gangsysteme nehmen einen ähnlichen und daher wohl nicht zufälligen Verlauf. Sie beginnen in der äußersten erhaltenen Schicht und haben nur einen Durchmesser von etwa 1 mm. Sie durchziehen zunächst das Frühholz, gehen dann aber radiär durch mehrere Schichten in die Tiefe des Stammes, um dann wieder schichtenparallel durch das Frühholz zu verlaufen. Dabei nimmt ihr Durchmesser beständig zu. Schließlich führt der Gang wieder radiär zur Holzoberfläche zurück, wo er unweit seines Beginns mit kreisrunder Öffnung von etwa 6 mm endet. Die Abb. 10 zeigt den typischen Verlauf eines dieser Gänge, bei dem zusätzlich vier blind endende Seitengänge auffallen.

Der schlingenförmige Verlauf der Gänge durch das Holz ist typisch für Holzwespen (Siricidae/Hymenoptera). Auch das sehr fest verbackene Bohrmehl sowie der kreisrunde Querschnitt der Gänge sind typisch für diese Insekten. Die kleine Familie der Holzwespen umfaßt nur fünf artenarme Gattungen, von denen drei (*Sirex*, *Paururus*, *Xeris*) an Conifera und zwar unterschiedlos an alle einheimischen Conifera-Arten gehen. Als einzige Art dieser 3 Gattungen wenden sich die Larven von *Paururus juvencus* um, nachdem sie sich ein Stück durch das Holz genagt haben und fressen sich durch ihr eigenes Bohrmehl wieder zurück. Auf diese Weise verursacht diese Art blind endende Gänge.



Abb. 2: Holz und *Picea/Larix* mit Fraßgängen der Gemeinen Holzwespe, *Paururus juvencus*. Die Gänge sind mit Fraßmehl fest verstopft (siehe auch Abb. 10) — (RSH 20, Bibilis, letztes Interglazial).

Die beiden anderen Arten fressen sich in einem einfachen Schlingengang durch das Holz. Da das vorliegende Stück Kiefernholz mehrere dieser Blindgänge aufweist, muß es sich um die Art *Paururus juvencus* handeln. Dafür spricht auch, daß ein relativ dünner Stamm befallen wurde, der von einer entsprechend dünneren Borkenschicht bedeckt war. Die Stärke der Borkenschicht spielt nämlich bei der Eiablage der verschiedenen Holzwespenarten eine wesentliche Rolle. Nur die Arten mit langem Legebohrer (z.B. *Sirex gigas*) legen ihre Eier in den bodennahen Bereich starker Stämme, während die Holzwespen mit kürzerem Legebohrer, und dazu gehört *Paururus juvencus*, die oberen, dünneren Stammportionen bevorzugen.

RSH 21: Mehrere hochovale Löcher von 4 mm x 2,4 mm Durchmesser, an die sich ein Hakengang von meist 6 cm Länge anschließt (Abb. 3). Bei den Hakengängen handelt es sich um die Puppenwiegen eines Bockkäfers (Cerambycidae). Die Größe der Puppenwiege, die sehr scharfe Wendung des Ganges und die senkrechte Stellung der ovalen Öffnung sind typisch für die Vertreter der Gattung *Tetropium*. Diese Gattung umfaßt drei Arten in Mitteleuropa: *T. castaneum* (L.), *T. fuscum* (F.) und *T. gabrieli*, WEISE. Der Lärchenbock, *T. gabrieli*, befällt ausschließlich Lärchen (*Larix* sp.), während die beiden anderen Arten fast nur an Fichten (*Picea* sp.) auftreten. *T. castaneum* befällt außerdem besonders im E und N seines Verbreitungsgebietes ebenso regelmäßig Kiefer (*Pinus* sp.). Da die Fraßbilder, speziell die Puppenwiegen, keine Unterscheidung der 3 Arten gestatten und auch holzanatomisch die Hölzer von *Picea* und *Larix* nicht unterschieden wurden, ist eine über das Gattungsniveau hinausgehende Bestimmung des Käfers hier nicht möglich.

Am vorliegenden Holz ist weiterhin deutlich die Arbeit von Spechten überliefert (Abb. 3). Vor allem der Schwarzspecht (*Dryocopus martius*) und die Buntspechtarten (*Den-drocopus* sp.) gehören zu den regelmäßigen Begleitern eines Befalls mit Fichtenböcken und weisen oft auf einen Befall hin, bevor dieser direkt durch die Fraßwirkung bemerkt wird (ESCHERICH 1923). Die von dem(n) Specht(en) gemeißelten Schlagtrichter weisen eine

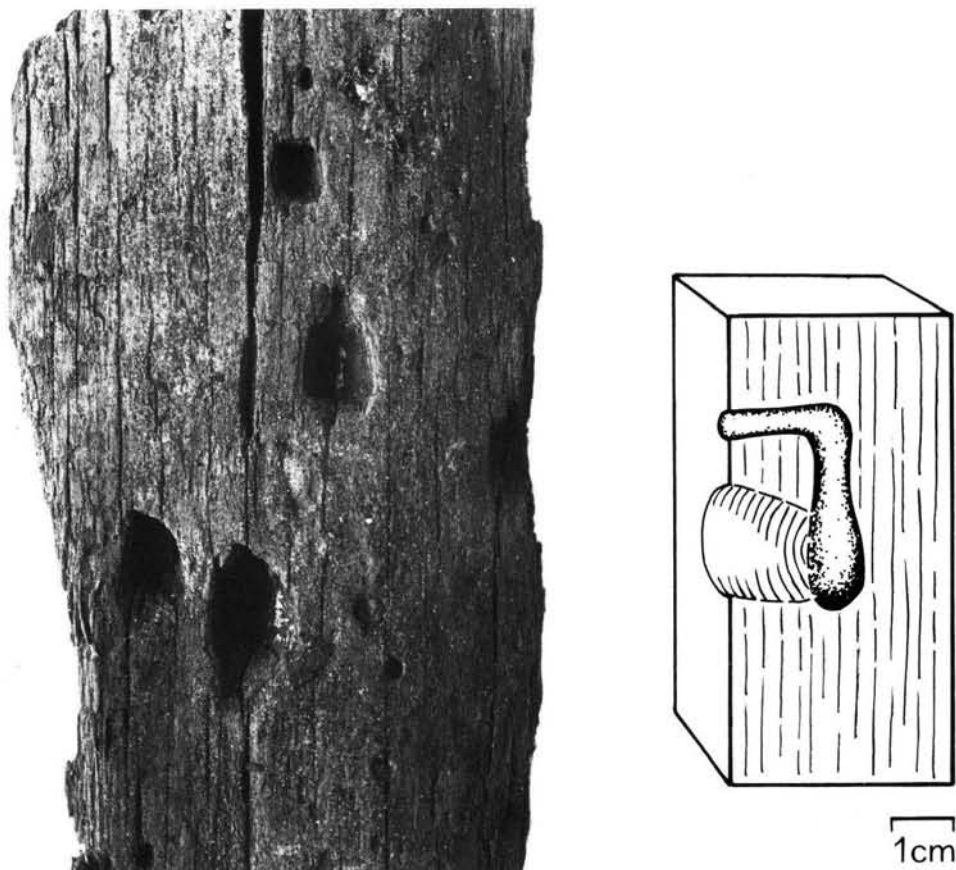


Abb. 3: Holz von *Picea/Larix* mit hakenförmigen Puppenwiegen von Fichten- oder Lärchenböcken, *Tetropium* sp., mit hochovalen Fluglöchern von maximal 5 mm Durchmesser. Zwei Drittel der Puppenwiegen in diesem Holz sind von Schwarz- oder Buntspechten aufgeschlagen (trichterförmige, unregelmäßige Gruben) — (RSH 21, Biblis, letztes Interglazial).

flachere und eine steilere Wand auf, die aus ihrer Orientierung zum einen anzeigen, daß der Käferbefall am stehenden und nicht etwa an einem bereits umgestürzten Baum erfolgte und zum anderen beim gefundenen Holzstück die Festlegung von „oben“ und „unten“ ermöglichen. Die Anwendung dieser zusätzlichen Erkenntnisse auf den Käferbefall ergibt, daß die Hakengänge senkrecht nach unten führen, was mit den Beobachtungen rezenten Befalls dieser Bockkäfer übereinstimmt. Die Schlagtrichter führen zu den Bockkäferpuppenwiegen (Abb. 3) und lassen die Annahme zu, daß etwa 2/3 der verpuppungsreifen oder bereits verpuppten Käferlarven dem(n) Specht(en) zum Opfer gefallen sind.

In einem der Gänge wurden außerdem Kutikulateile gefunden, die sich als Prosomata mehrerer Spinnen erwiesen. Darunter ist eine Spinne (Abb. 4), deren Körper in der Exuvie noch fest eingeschlossen war, sich also gerade in der Häutungsphase befunden hat. Die dichte, regelmäßige Anordnung der Spinnenteile spricht gegen ein Winterlager. Die Spinnen sind vielmehr durch eine Wespe eingetragen worden und sollten deren Nachkommen als Nahrung dienen. Da die Spinnen jedoch noch beinahe unversehrt geblieben sind, nur

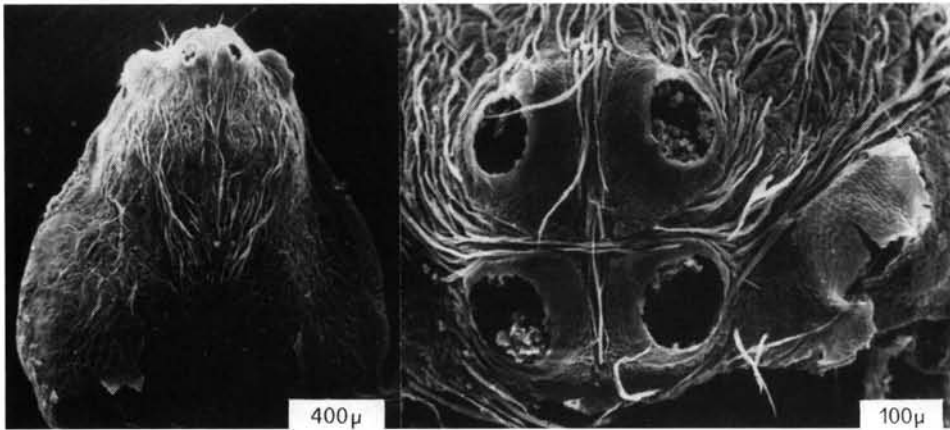


Abb. 4: Prosoma einer der Spinnen der Gattung *Araneus* sp. (links: Dorsalansicht, rechts: Augenregion bei stärkerer Vergrößerung), die in den Gängen der Bockkäfer gefunden wurden. Wahrscheinlich hatte ein Weibchen von *Trypoxylon* (Grabwespe) in dem offenen Gang mit der Anlage ihres Nestes begonnen. Die abgebildete Spinne, eine von mehreren, befand sich gerade in der Häutungsphase, als sie von der Grabwespe durch einen Stich paralyisiert wurde. Die Exuvie wurde vor der Aufnahme abgehoben, wodurch sich die hervorragende Erhaltung des behaarten Prosoma erklärt (siehe auch Abb. 3) — (RSH 21, Biblis, letztes Interglazial).

das weichhäutigere Opistosoma fehlt, muß der Nestbau — evtl. durch den Tod des Wespenweibchens — unterbrochen worden sein. Wegwespen (Pompilidae) und Grabwespen (Sphecidae) sind als Spinnenjäger bekannt. Die Pompilidae tragen jedoch immer nur eine Spinne pro Nest ein und nisten überdies im Boden. Die Spinnenjäger innerhalb der Sphecidae werden im wesentlichen den vier Gattungen *Pison*, *Miscophus*, *Sceliphron* und *Trypoxylon* zugeordnet (BISCHOFF 1957, ESCHERICH 1942, FRIESE 1926, JACOBS & RENNER 1974, schriftl. Mitt. DR. BACHMAIER, München 1984 und mdl. Mittl. M. SORG, Neunkirchen 1984). Doch nur die wenigen Arten der Gattungen *Trypoxylon* und *Pison* nutzen die verlassenen Gänge von holzbohrenden Insekten für ihren Nestbau, in den sie mehr als 30 durch einen Stich gelähmte Spinnen eintragen. Vermutlich war ein Weibchen einer dieser beiden Gattungen am vorliegenden Holzstück mit dem Nestbau beschäftigt.

RSH 28: Das vermutlich durch Rotfäule zersetzte Fichtenholz dürfte am Boden gelegen haben und war vielleicht teilweise mit Laub bedeckt. Das ergibt sich aus dem Pilzmyzel (Abb. 5) sowie aus einer Wurzel der Waldrebe (*Clematis vitalba*), die das Holz durchwachsen haben. Von der ehemaligen Außenseite des Stammes her ist das Holz mehrere Zentimeter tief mit runden Gängen durchsetzt, die z. T. mit Sediment aber auch mit Kotpillen locker gefüllt sind. Die Gänge, deren Durchmesser etwa 3 mm beträgt, nehmen einen unregelmäßigen Verlauf und durchkreuzen sich sogar. Die in den Gängen enthaltenen Kotpillen (Abb. 6) lassen einen Befall durch Bohrrüsselkäfer (Cossoninae, Curculionidae) erkennen, die feuchtes, brüchiges Holz bevorzugt besiedeln. Das Fraßbild alleine ist nicht diagnostisch, denn es ähnelt dem der Klopfkäfer (Anobiidae, Coleoptera), wie sie in RSH 25 belegt sind. Von den 30 Arten aus der Unterfamilie der Bohrrüsselkäfer wurden 7 Arten, die zu 5 Gattungen gehören, in Fichtenholz und anderen Nadelhölzern festgestellt. Daher ist eine genauere Bestimmung vorerst nicht möglich.

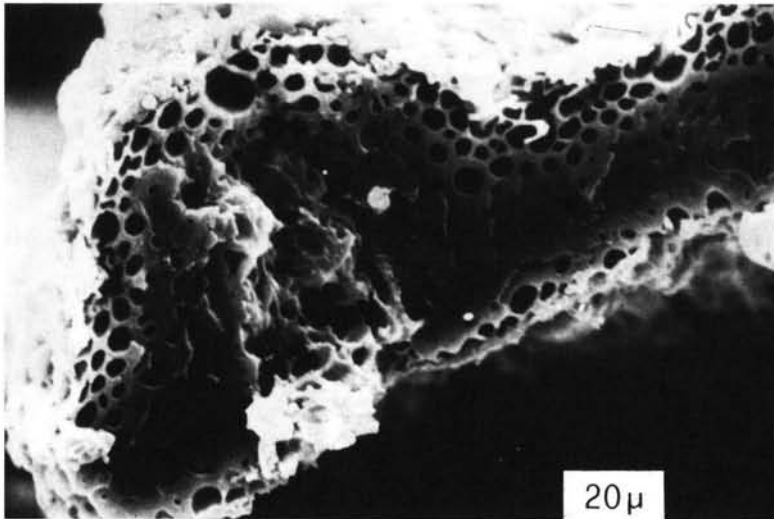


Abb. 5: Pilzmyzel im Holz von *Picea/Larix* verrät, daß dieses Holz längere Zeit feucht am Boden gelegen hat, ehe es eingebettet wurde. Abgebildet ist ein Ausschnitt aus der Bruchkante des Pilzmyzels mit großlumigen Hyphen an der Außenseite — (RSH 28, Groß-Rohrheim, letztes Inter-glazial).

Daneben fallen eine sehr große Anzahl winziger Gänge auf, die zwischen 0,15 mm und 0,25 mm Größe variieren. Diese Gänge lassen sich von ihrer Mündung in der Holzoberfläche bis zu den Rüsselkäfergängen zurückverfolgen. Sie enthalten weder Kot noch Bohrmehl und ändern ihre Größe nicht. Es bieten sich zwei Interpretationen an. Entweder handelt es sich um die Gänge der Eilarven der Rüsselkäfer, oder es sind die Ausgänge von parasitischen Wespen (Braconidae, Bethyridae, Chalcididae/Hymenoptera). Für letztere spricht, daß sie in ihrer Größe konstant bleiben, daß sie keine Kotpillen enthalten und daß vor allem die Zwischengrößen zwischen diesen nur 1/5 mm messenden Gängen und den 3 mm starken Rüsselkäfergängen nicht auffindbar sind. Die beachtliche Anzahl dieser auffällig kleinen Ausgänge und ihre recht große Variationsbreite sind bemerkenswert. Der geringe Durchmesser der Ausgänge schließt z.B. einen Erzwespenbefall nicht aus, sind doch gerade unter ihnen die kleinsten bekannten Insekten vertreten.

Das Holzstück wird außerdem von einigen sehr flachovalen Fraßgängen durchzogen, die mit Bohrmehl fest verstopft sind. Ihre Größe variiert von 2,5 mm x 7 mm bis 3,5 mm x 8,5 mm. Es handelt sich hierbei um die Fraßgänge von Bockkäferlarven (Cerambycidae/Coleoptera). Der mit 2,4:1 bzw. 2,8:1 recht flache Gang spricht gegen einen Befall mit *Tetropium*-Arten, die an einem anderen Holzfragment (RSH 21) aufgrund ihrer sehr charakteristischen hakenförmigen Puppenwiegen festgestellt wurden. Das den Gängen entnommene Bohrmehl enthält nur schuppenförmige Nagespäne, was die in allen Nadelhölzern verbreiteten Scheibenböcke (*Callidium* sp.) auszeichnet (BECKER 1950).

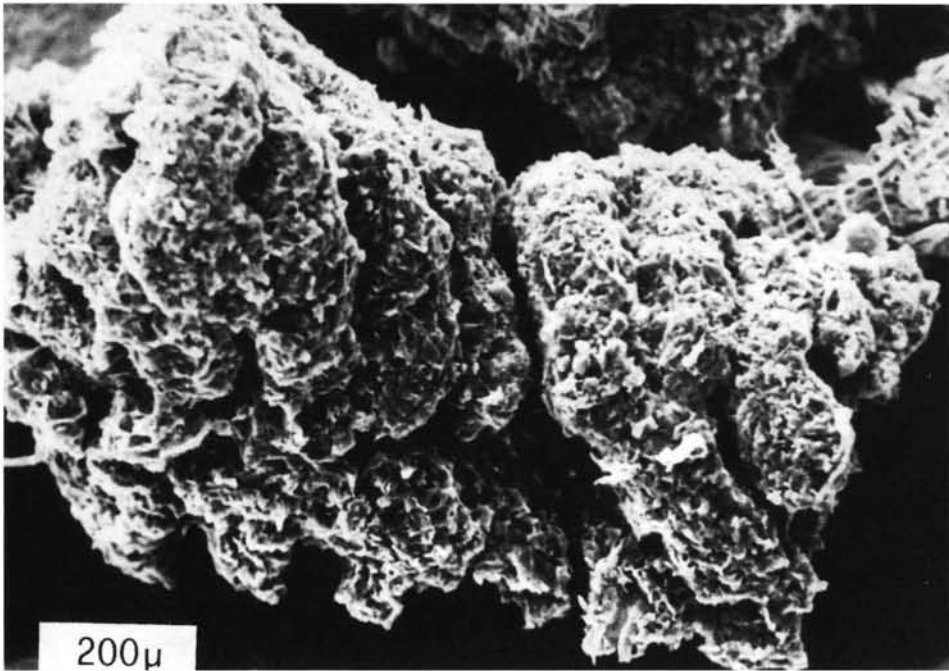


Abb. 6: Unregelmäßig geformte Kotpillen mit Holzsplittern eines Bohrerüsselkäfers (Cossoninae, gen. sp.) aus dem Holz von *Picea/Larix* — (RSH 28, Groß-Rohrheim, letztes Interglazial).

5.3. Befunde an Hölzern von *Abies alba*

- RSH 23 — Mehrere Leitgangsysteme vom Nutzholzborkenkäfer *Xyloterus lineatus* OLIV. (Scolytidae/Coleoptera) (Abb. 7).
- RSH 24 — Das Holz wird von zahlreichen Gängen durchzogen, in denen drei Larven des Holzinsektes sichergestellt werden konnten, die als *Buprestis* sp. (Buprestidae, Coleoptera) (Abb. 8) bestimmt wurden. Das Holzstück enthält weiterhin zwei viertelkreisförmige Puppenwiegen, die ebenfalls von diesen Käfern stammen können (Abb. 11).

RSH 23: Mehrere kreisrunde Gänge mit auffallend schwarzer Auskleidung ziehen radiär in das Innere des Astes. Dort zweigen waagerecht angelegte Seitengänge ab, die ihrerseits bis zu 15 Paar kurze, senkrecht verlaufende Blindgänge in sehr regelmäßiger Anordnung aufweisen (Abb. 7 und 12). Das Gangsystem wurde von *Xyloterus lineatus* (Scolytidae/Coleoptera) angelegt. Die weiblichen Käfer stellen zunächst den in das Holz führenden Radiärang her, von dessen Ende sie meist zwei konzentrische Brutarme abzweigen lassen. Diese erhalten oben und unten in regelmäßigem Abstand zueinander Eikammern, in die jeweils ein Ei gelegt wird. Die aus den Eiern schlüpfenden Larven erweitern die Eikammern zu einem kurzen, zylinderförmigen Gang. So entsteht das Leitgangsystem. Die Nahrung der Käfer und Larven besteht aus den Nährzellen, die ihnen in den Gängen kultivierte *Ambrosia*-Pilze liefern. Käfer und Larven dieses Borkenkäfers sind mycetophag. Sie reihen sich in die pilzüchtenden Käfer ein, die Sporen „ihrer“ *Ambrosia*-Pilze in speziellen Taschen

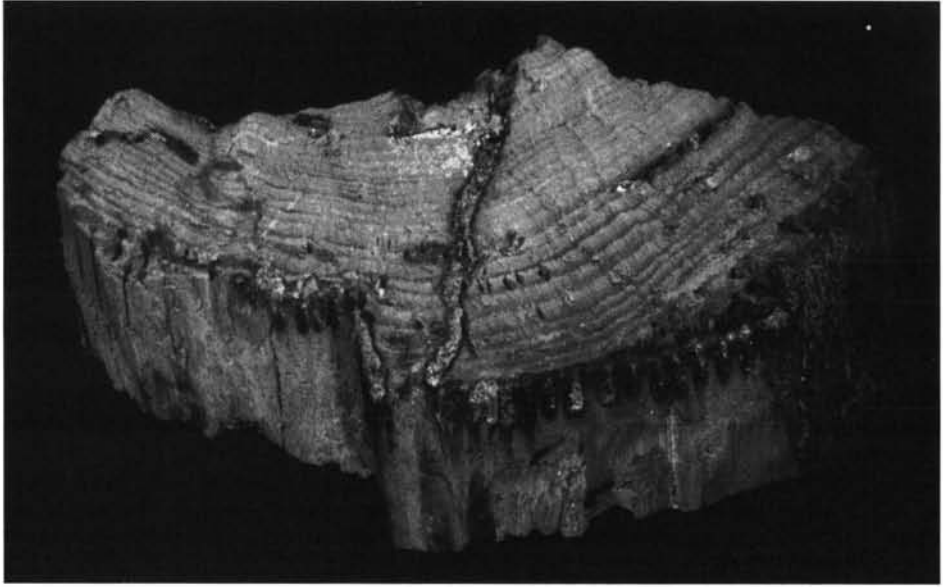


Abb. 7: Holz von *Abies alba* mit dem Ausschnitt aus dem Leitergangsystem von *Xyloterus lineatus*, dem Nutzholzborkenkäfer. Angeschnitten sind die in Jahresringen angelegten Brutarme mit den kurzen Larvenfraßkammern. Diese Insekten ernähren sich von *Abrosia*-Pilzen, deren Reste den Belag der Gänge bilden (siehe auch Abb. 12) — (RSH 23, Groß-Rohrheim, letztes Interglazial).

(Mycetangien) in der Mandibel mit sich führen und bei der Besiedelung in den frisch angelegten Gängen „aussäen“. In vom Käfer verlassenen Gängen stirbt der Pilz unter Schwarzfärbung ab. Dies erklärt die auffallende Auskleidung der vorgefundenen Leitergänge.

RSH 24: Das Holz weist mehrere in erster Linie faserparallel verlaufende Larvenfraßgänge auf, die sehr unregelmäßig durch das Holz ziehen und oftmals etwas blasig ausgefressen sind. Die bis maximal 3 x 7,5 mm dicken Fraßgänge sind mit sehr feinem Fraßmehl so fest verstopft, daß es oftmals schwierig ist, den Verlauf der Gänge durch das fossile Holz zu verfolgen. In den Gängen wurden drei Larven gefunden, die u.a. aufgrund der gezähnten Mandibel (Abb. 8) von Herrn Dr. h.c. S. CYMOREK, Krefeld, als *Buprestis* sp. (Buprestidae, Coleoptera) bestimmt wurden. Ohne direkte Verbindung, aber wohl zum gleichen Befall gehörend, enthält das Holz weitere faserparallel angeordnete, ovale Gänge. Sie sind ebenfalls mit sehr feinem Bohrmehl fest verstopft, münden dann aber, ohne die Richtung oder den Querschnitt zu ändern, in Puppenwiegen, die kein Bohrmehl mehr enthalten. Die beiden beobachteten Puppenwiegen, die zunächst weitere 3 cm faserparallel verlaufen, ziehen dann in weitem Bogen waagerecht nach außen. Da die jetzige Mündung der Gänge seitlich in der Bruchfläche des Holzes liegt, müßten die Puppenwiegen nach dem Verlauf der Jahresringe zu urteilen mindestens 12 bzw. 13 cm tief im Inneren des Holzes gelegen haben. Bemerkenswert ist noch die Orientierung des querovalen Ganges. Sein größter Durchmesser liegt im vertikalen Abschnitt in beiden Fällen parallel zum Radius des Holzes, dreht sich dann im Bogen so, daß er im radialen Abschnitt schräg zur Längsachse des Holzes liegt (Abb. 11). Da dies bei beiden Puppenwiegen der Fall ist, dürfte es nicht zufällig sein. Die Puppenwiegen könnten ebenfalls von *Buprestis* sp. angelegt sein.

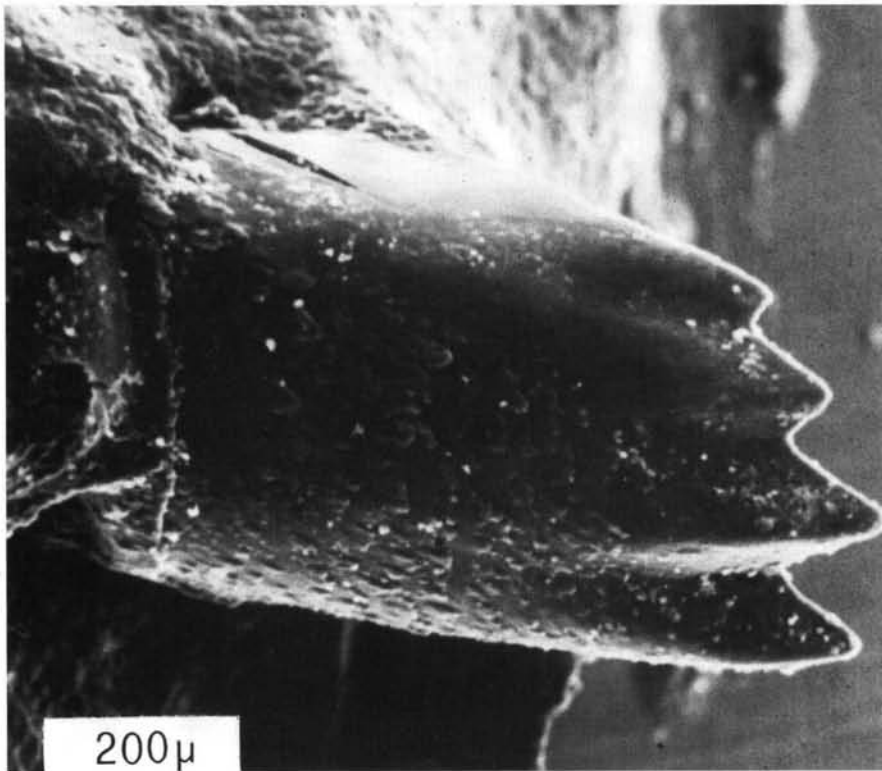


Abb. 8: Mandibel einer Larve von *Buprestis* sp. aus einem larvalen Fraßgang im Holz von *Abies alba* — (RSH 24, Groß-Rohrheim, letztes Interglazial).

5.4. Befunde an Hölzern von *Ulmus* sp.

- RSH 22 — Ein quer zur Faserrichtung des Holzes verlaufender Fraßgang eines unbestimmten Bockkäfers (Cerambycidae, Coleoptera, gen. sp.). Puppenwiege und Flugloch einer unbekannten Insektenart (?Anobiidae, Coleoptera). (Abb. 13).
- RSH 26 — Bogenförmige Puppenwiegen einer nicht bekannten Insektenart.

RSH 22: Das Holzstück wird von einem hochovalen Gang durchzogen, der auf einer Länge von 6,5 cm erhalten ist. Die Mündung des Ganges liegt parallel zur Längsachse des Holzes und hat die Maße 4 x 8,5 mm. Der Verlauf des Ganges ist unregelmäßig. Er enthielt kein Bohrmehl. Die Bestimmung ist wegen der geringen Anzahl verwertbarer Merkmale sehr problematisch. Das Alter der Larve, die diesen Gang genagt hat, ist nicht zu erschließen und damit bietet der Durchmesser des Ganges nur wenig Anhaltspunkte. Ebenso ist die Tatsache, daß der Gang kein Bohrmehl enthält, nicht überzubewerten, da dies herausgewaschen worden sein könnte.

Das Holz enthält weiterhin einen kreisrunden Gang von etwa 0,9 mm Durchmesser, der radial zu einer Erweiterung führt, die 1,2 cm unter der überlieferten Holzoberfläche angelegt ist. Diese Erweiterung liegt faserparallel. Von dort führt der Gang weiter radial durch das Holz, das er an der gegenüberliegenden Bruchfläche verläßt. Die Gänge enthielten kein

Bohrmehl. Bei der Erweiterung handelt es sich um eine Puppenwiege. Die Larve muß im Inneren des Holzes herangewachsen sein, ihre Fraßgänge sind jedoch nicht erhalten. *Ptilinus*-Arten legen Gänge dieses Durchmessers an und verpuppen sich in einer Puppenwiege, die der im vorliegenden Holzstück gefundenen entspricht. Möglicherweise ist daher *Ptilinus* sp. (Anobiidae, Coleoptera) der Verursacher des Ganges (Abb. 13).

RSH 26: Mehrere runde Gänge mit einem Durchmesser von 2,4 mm bis 3,9 mm ziehen in einem halbkreisförmigen Bogen durch das Holz und enden dann unmittelbar unter der Holzoberfläche (Abb. 14). Manche der Bogengänge, die anscheinend weniger tief in das Holz geführt wurden, sind aufgeschnitten, so daß von ihnen nur eine längliche Vertiefung in der Oberfläche des Holzfundes verblieben ist. Es handelt sich um die Puppenwiegen einer Käferart, deren Larven sich direkt unter der Rinde ernähren und nur zur Verpuppung tiefer in den Splint eindringen. Eine Determination steht noch aus.

5.5. Befunde an Hölzern von *Fraxinus excelsior*

RSH 25 — Fraß- und Wohngänge des Klopfkäfers *Anobium* sp. (Anobiidae, Coleoptera).

Das Aststück weist zahlreiche im Querschnitt runde Gänge auf, die das Splintholz in unregelmäßigem Verlauf durchziehen. Der Durchmesser der Gänge beträgt etwa 2,5 mm.

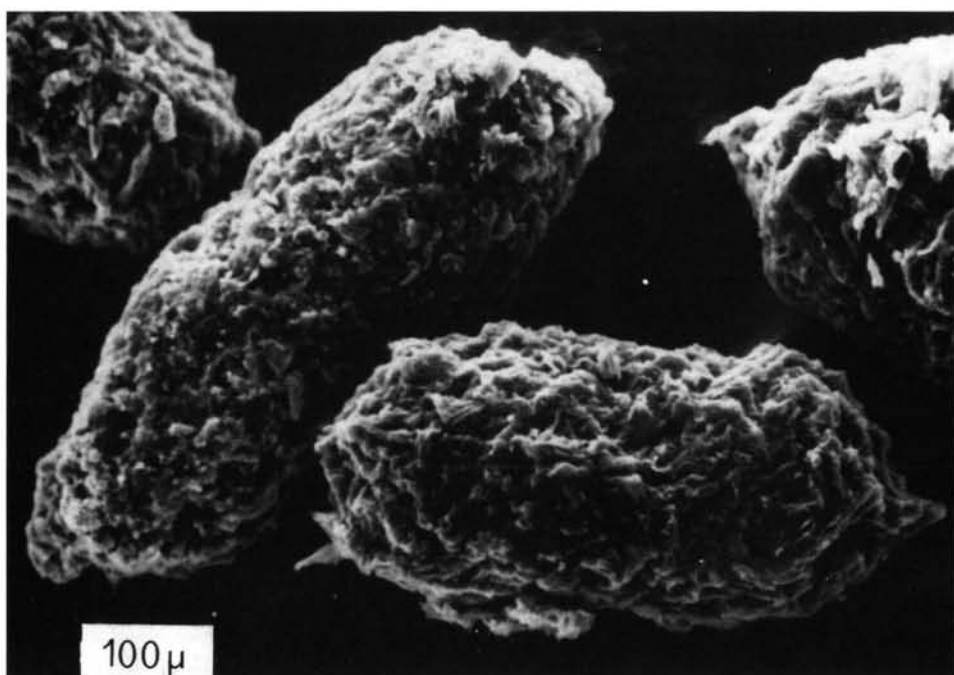


Abb. 9: Kotpillen aus den Fraßgängen von Anobiidenlarven in Eschenholz. Die längliche, an einer Seite zugespitzte Form der Kotpillen ist charakteristisch für Käfer der Gattung *Anobium* — (RSH 25, Geinsheim, letztes Interglazial).

Viele Gänge sind mit länglichen Kotpillen (0,7 x 0,2 mm) gefüllt (Abb. 9). Es handelt sich um die Fraßgänge eines Klopfkäfers der Gattung *Anobium*. Die Form der Kotbällchen ist für Arten dieser Gattung sehr charakteristisch.

Eine Art dieser Gattung, *Anobium punctatum* DEG., ist in der jungpleistozänen Fauna von Tattershall, Lincolnshire, England, nachgewiesen (GIRLING 1974, zit. in COOPE 1979). *A. punctatum* ist heute vorwiegend synanthrop in Nadel- wie auch Laubhölzern verbreitet und meidet bei Harthölzern wie Buche, Eiche und Esche das Kernholz. Seine Gänge haben einen Durchmesser bis maximal 3,3 mm, so daß es sich bei den hier vorliegenden Gängen mit ihrem etwas geringeren Durchmesser um die Fraßspuren einer anderen Art handeln müßte, zumal die Kotpillen in Form und Größe auch nicht mit denen von *A. punctatum* übereinstimmen.

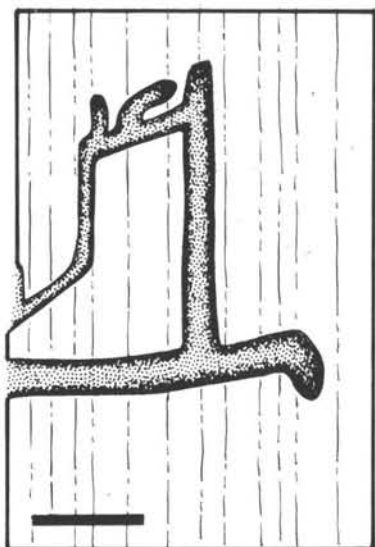
6. Das biologische Umfeld der Holzinsekten

Nur eine der aufgesammelten Holzproben (RSH 24) hat in den Fraßgängen Käferlarven und damit den Erzeuger der Gänge überliefert. Mehrfach wurden Bohrmehl, Fraßspäne und Kot gefunden, die zum Teil für einzelne Gattungen charakteristisch sind. Im wesentlichen muß sich allerdings die Bestimmung der Holzinsekten auf den Verlauf und die Form der Gänge sowie die Art ihrer Verfüllung stützen. In Einzelfällen kann auch die Bestimmung der Holzart zur Identifizierung der Holzinsekten beitragen, die unter Hinzuziehung aller genannten Indizien weitgehend bis ins Gattungsniveau, gelegentlich bis zum Artniveau erfolgen konnte.

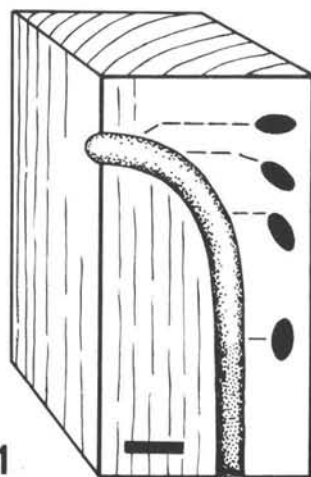
Vergleichbare Arbeiten über fossile Holzinsekten liegen unseres Wissens noch nicht vor, so daß die Bestimmung der Fraßspuren in den jungpleistozänen Hölzern vorerst nur als Vergleich mit der Bionomie rezenter Arten erfolgt. Der Fehler dürfte hierbei aber gering sein, da z.B. COOPE (1969, 1974, 1975, 1977, 1979) an Hand von Käferfaunen aus dem englischen Pleistozän zeigen konnte, daß etwa 99% der pleistozänen Käfer der rezenten Fauna angehören. Aus dem englischen Pleistozän konnte er unter 700 Käferarten nur 5 finden, die in der rezenten Fauna nicht mehr vertreten sind.

In Tabelle 1 werden die hier an fossilen Hölzern nachgewiesenen Arthropoden aufgeführt und nach der forstbiologischen Gliederung als primäre, sekundäre oder tertiäre Holzinsekten klassifiziert. Weiter ist angegeben, ob sie durch eigene Enzyme befähigt sind, Holz zu verdauen oder sich der Hilfe symbiontischer Pilze bedienen. Neben den Holzinsekten ist auch deren Räuber, ein Buntspecht (*Dryocopus* sp.) oder Schwarzspecht (*Dendrocopus* sp.) durch seine Hackspuren eindeutig belegt. Die Liste stellt dennoch nur einen kleinen Ausschnitt aus der viele hundert Arten umfassenden Gruppe der holzbewohnenden Insekten dar. Dennoch sind interessanterweise nahezu alle biologischen Typen vertreten. Es zeichnet sich damit, wenn auch nur andeutungsweise, die Lebensgemeinschaft xylobiontischer Insekten ab, in der jede Art mehr oder minder unmittelbar von dem Vorhandensein einer anderen Art abhängig ist (WEBER & WEIDNER 1974).

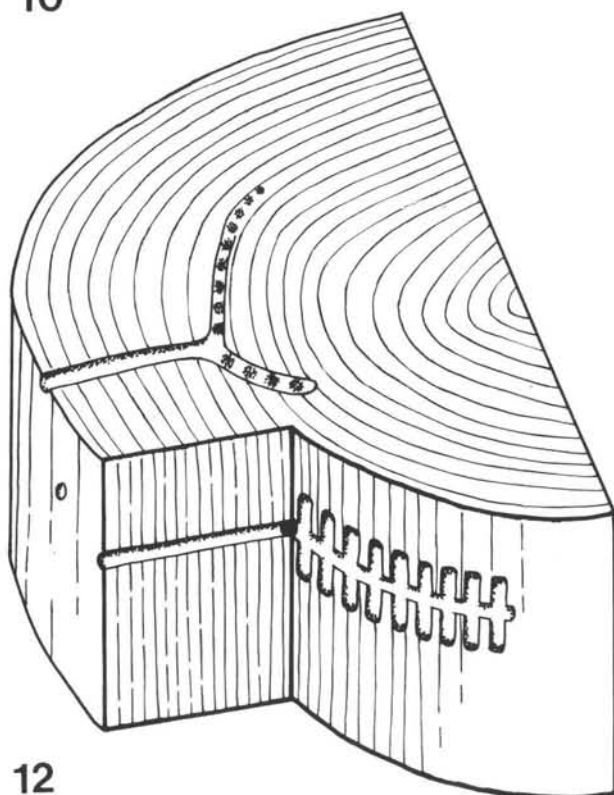
Die Mehrzahl der Holzinsekten ist entweder auf Nadel- oder auf Laubholz angewiesen. *Paururus juvencus* (RSH 20), *Tetropium* sp. (RSH 21) sind typische Nadelholzinsekten. Manche sind monophag und an eine bestimmte Baumart gebunden, wie *Tetropium gabrieli*, der Lärchenbock, der nur an Lärchen vorkommen kann und möglicherweise die Puppenwiegen des Holzes RSH 21 angelegt hat. Gründe für die Spezialisierung auf bestimmte Holzarten sind nur ungenügend bekannt. Die Entscheidung, welcher Baum oder welches Holz befallen wird, trifft das eierlegende Weibchen, das sowohl die Holzart wie den Zustand des Holzes vor der Eiablage sehr genau auf seine Eignung prüft. Damit wird deutlich, daß neben



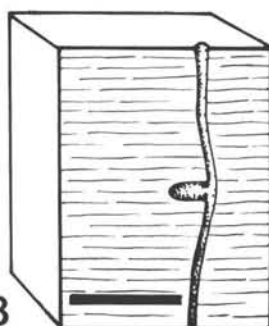
10



11



12



13



14

Abb. 10–14: Halbschematische Darstellung der Fraßspuren von Holzinsekten in Hölzern des letzten Interglazials aus der nördlichen Oberrheinebene. Maßstäbe jeweils 1 cm.

Abb. 10: Ein Schlingengang der Gemeinen Holzwespe, *Paururus juvenicus*, in eine Ebene projiziert. Die Larve hat sich mehrmals umgewendet und durch ihren mit Kot und Fraßmehl gefüllten Gang zurückgefressen. Dadurch sind die für diese Art typischen Blindgänge entstanden (RSH 20, Biblis).

Abb. 11: Bogenförmige Puppenwiege von *Buprestis* sp. im Holz von *Abies alba*, die sich unmittelbar an den vertikal verlaufenden Larvenfraßgang anschließt. Auffällig ist der in sich verwundene ovale Querschnitt (RSH 27, Groß-Rohrheim).

Abb. 12: Modell des Brutganges von *Xyloterus lineatus*, der aus einem Radiärgang und meistens zwei konzentrischen Brutarmen besteht, von denen die senkrecht stehenden Larvenkammern abzweigen, wie sie in RSH 23 aus Groß-Rohrheim fossil belegt sind (siehe auch Foto Abb. 7) (nach NÜSSLIN & RÜMBLER).

Abb. 13: Ein quer zur Faserrichtung verlaufende Gang mit waagerechter Puppenwiege, vielleicht von (?) *Ptilinus* sp. (RSH 22, Groß-Rohrheim).

Abb. 14: Halbkreisförmige Bogengänge einer noch unbestimmten Insektenart. Manche Bogengänge sind nur teilweise überliefert, weil Rinde und Teile des Bastes fehlen, so daß hier nur längliche Vertiefungen in der Holzoberfläche erhalten sind (RSH 26, Groß-Rohrheim).

der Holzart auch der Zustand des Holzes von entscheidender Bedeutung ist. Dieser bestimmt die forstbiologische Gliederung in primäre, sekundäre und tertiäre Holzinsekten.

Die primären Insekten bilden die kleinste Gruppe. Sie sind in der Lage, das Holz eines lebenden Baumes zu besiedeln und leiten damit seinen Abbau ein. Es genügt eine geringfügige Schwächung des Baumes durch übermäßigen Raupenblattfraß, durch eine längere Trockenperiode oder durch eine Grundwasserabsenkung, um den in RSH 21 nachgewiesenen Splintböcken die erfolgreiche Besiedlung zu ermöglichen. Durch ihre Fraßtätigkeit im Splint wird der Saftstrom des Baumes unterbrochen, so daß der nun stark geschwächte Baum von den sekundären Holzinsekten angegriffen werden kann. Zu diesen zählen Holzwespen (RSH 20), einige Scheibenbockarten (RSH 28) und die Nutzholzborkenkäfer (RSH 23). Mit dem Absterben des Baumes wird das Holz zunehmend von Bakterien und Pilzen angegriffen und bietet nun auch den Prachtkäfern (RSH 24) Lebensmöglichkeiten. In dem zuletzt mullmigen, faulenden Holz finden die tertiären Insekten ihren Lebensraum, die diesen Prozeß weiter beschleunigen. Es sind u.a. Scheibenböcke (RSH 28) und Bohrrüsselkäfer (RSH 28). Das Holz eines Baumes wird also seiner Holzart und seinem allmählichen Verfall entsprechend von ganz bestimmten, sich gegenseitig ablösenden Insektenarten befallen, die seine Remineralisierung vorantreiben. Damit schließt sich ein Kreislauf, der den Fortbestand eines Waldes gewährleistet.

Unerwähnt geblieben sind bisher die Tiere, die zwar für die Remineralisierung des Holzes direkt nichts leisten, aber dennoch in der oben dargestellten Besiedlungsfolge eine Rolle spielen. Gemeint sind Prädatoren und Parasiten, von denen auch für das letzte Interglazial je ein Nachweis gelang. Die Spechte sind zu den Prädatoren zu rechnen. Sie meißeln manchmal tiefe Trichter in das Holz, um an die im Holz verborgenen Insektenlarven heranzukommen. Ihre Arbeit ist im Fossilmaterial RSH 21 überliefert. Parasitische Insekten sind besonders innerhalb der Hymenoptera zahlreich vertreten. Eine oder mehrere ihrer Larven entwickeln sich in der Wirtslarve, nachdem die Eier mit Hilfe eines entsprechend langen Legestachels direkt an oder in die Wirtslarve abgelegt wurden. Die nach ihrer Verpuppung schlüpfenden Parasiten nagen sich oftmals durch eigene Gänge nach außen, so daß ein Befall an den in der Regel sehr kleinen Fluglöchern erkannt werden kann (RSH 28). Schließlich können die verlassenen Bohrgänge xylobionter Insektenlarven anderen Insekten als Kinderstube dienen. Unter den hier belegten fossilen Hölzern ist auch dieser Fall in RSH 21 belegt,

Tab. 1: Übersicht der Arthropoden, die in den Hölzern aus dem letzten Interglazial in der nördlichen Oberrheinebene nachgewiesen wurden. Einteilung in primäre, sekundäre und tertiäre Holzinsekten nach VITE 1952/53.

Taxon	Aufschluß der Zellulose durch	Biologische Rolle	Holzart	Fundort und Fundnummer
INSECTA Coleoptera				
<i>Anobium</i> sp. (Anobiidae)	eigene Zellulase	prim.-sek. Holzins.	<i>Fraxinus</i>	Geinsheim, RSH 25
? <i>Ptilinus</i> sp. (Anobiidae)	eigene Zellulase	sek. Holzinsekt	<i>Ulmus</i>	Groß-Rohrheim, RSH 22
<i>Buprestis</i> sp. (Buprestidae)	eigene Zellulase	tert. Holzinsekt	<i>Abies</i>	Groß-Rohrheim, RSH 24
<i>Tetropium</i> sp. (Cerambycidae)	Ectosymbionten	sek.-tert. Holzins.	<i>Picea/Larix</i>	Biblis, RSH 21
<i>Callidium</i> sp. (Cerambycidae)	?	sek.-tert. Holzins.	<i>Picea/Larix</i>	Groß-Rohrheim, RHS 28
<i>Xyloterus lineatus</i> (Scolytidae)	Ectosymbionten	prim.-sek. Holzins.	<i>Abies</i>	Groß-Rohrheim, RSH 23
<i>Cossonina</i> gen. sp. (Curculionidae)	Pilze im Holz	tert. Holzinsekten	<i>Picea/Larix</i>	Groß-Rohrheim, RSH 28
Hymenoptera				
<i>Paururus juvenescens</i> (Siricidae)	Ectosymbionten	sek. Holzinsekt	<i>Picea/Larix</i>	Biblis, RSH 20
<i>Trypoxylon</i> sp./ <i>Pison</i> sp. (Sphecidae)	—	Wiederbenutzer eines Ganges	<i>Picea/Larix</i>	Biblis, RSH 21
Chalcididae/Bethylidae/Braconidae gen. sp.	—	Parasiten	<i>Picea/Larix</i>	Groß-Rohrheim, RSH 28
CHELICERATA Arachnida				
<i>Araneus</i> sp. (Araneidae)	—	Beute	<i>Picea/Larix</i>	Biblis, RSH 21

wo die Nutzung einer alten Puppenwiege eines Bockkäfers als Brutkammer einer Grabwespenart anhand der eingetragenen Spinnen nachgewiesen werden konnte.

Obwohl der Fossilbericht stets lückenhaft ist, gibt diese kleine Aufsammlung von fossilen Hölzern aus den Rheinschottern einen Eindruck von der umfangreichen und in vielfacher Hinsicht ineinandergreifenden Biozönose des Waldes. Die Aufschlüsselung ist allerdings nur durch den Vergleich mit rezenten Modellen möglich. In einem natürlichen Wald ist der Kreislauf vom Aufbau des Holzes bis zu dessen vollständiger Remineralisierung geschlossen. Daher haben wir es bei den Hölzern aus dem Rheinschotter mit Sonderfällen zu tun, weil hier einzelne Hölzer in verschiedenen Stadien der Zersetzung aus dem Kreislauf herausgenommen sind. Solche Sonderfälle sind besonders im Bereich von Flußauen zu erwarten, wo entweder der intakte Wald durch Flußerosion angeschnitten wird, oder wo Hochwässer Hölzer aus dem Überschwemmungsbereich dem Ökosystem Wald entnehmen und in den Ablagerungsbereich des Flusses bringen. Erst mit der Einsedimentierung wird das Holz einem weiteren biologischen Abbau entzogen.

7. Klimatischer Aussagewert der Holzinsekten

Die Funde von Holzinsekten an interglazialen Hölzern erlauben grundsätzlich mehr als die Feststellung, daß im letzten Interglazial ähnliche Biozönosen existiert haben wie heute. Die Funde können für eine palökologische und paläoklimatologische Ausdeutung von Bedeutung sein. Zwar sind die Holzinsekten an Hölzer gebunden und können keine Klimazonen belegen, die nicht auch durch die Verbreitungsgebiete der entsprechenden Hölzer abgedeckt sind, wie etwa eine glaziale Tundra. Aber innerhalb der Verbreitungsgebiete der Hölzer können stenotherme Arten von Holzinsekten aus klimatischen Gründen einen wesentlich begrenzteren Raum besiedeln, wodurch differenzierte Aussagen möglich werden.

Die bis jetzt aus den Schottern des Oberrheingebietes vorliegenden Taxa kommen alle im heutigen Klima Mitteleuropas vor, was noch keine Einschränkung der Klimaaussage durch die Hölzer bedeutet. Das liegt an dem noch begrenzten Ausschnitt aus dieser Fauna und der noch ungenügenden Bestimmung einzelner Funde.

Stenotherme Arten wurden noch nicht identifiziert. Wegen des Auftretens von *Hippopotamus* ist aber auch mit warm-stenothermen bzw. atlantischen Faunenelementen zu rechnen. Diese Erwartung wird durch Befunde aus dem entsprechenden Zeitabschnitt Englands, dem Ipswichian, gestützt, in dem ebenfalls Flußpferd und Damhirsch belegt sind. COOPE (1974) konnte in Käferfaunen des Ipswichian neben einigen nicht näher bestimmten Arten, die er dem mediterranen Raum zuweist, auch einen Kotkäfer (*Onthopagus opacicollis*) nachweisen, der heute im mediterranen Raum, aber nicht im etwas kühleren Mittel- und Westeuropa, verbreitet ist.

Im Laufe weiterer Untersuchungen rechnen wir damit, die Zahl der bis zum Artniveau bestimmten Holzinsekten wesentlich zu vergrößern und darauf eine Klimaanalyse zu stützen, die unabhängig die bisherigen Untersuchungen zur Säugetierfauna, zu den Gastropoden, zu den Hölzern und zur Pollenflora ergänzen wird.

8. Danksagung

Diese Studie ist im Rahmen des vom BMFT, Bonn, geförderten Projektes „Terrestrische Paläoklimatologie — Paläoklima am Oberrhein“ entstanden. Für die vielseitige Förderung

danken die Autoren. Besonderer Dank gilt Herrn Prof. K. U. Leistikow, Frankfurt, für die Betreuung von Frau Dipl.-Biol. Kreuz bei der Bestimmung der Hölzer, deren Aufsammlung wir u.a. Herrn Dr. D. Schweiss, Darmstadt, verdanken. Bei der Bestimmung und Bewertung der Arthropodenreste haben uns freundlicherweise die Herren Dr. F. Bachmaier, München; Dr. h.c. S. Cymorek, Krefeld; Dr. C. v. Dehmelt, Klagenfurt, sowie Dr. M. Grasshoff, Frankfurt, mit Rat und Tat zur Seite gestanden. Die REM-Aufnahmen konnten dank des freundlichen Entgegenkommens von Dr. G. Richter am Stereoscan 600 des Senckenbergmuseums, Frankfurt, aufgenommen werden. Die Zeichnungen fertigte Frau I. Lehnen, Darmstadt an und Frau S. Keim übernahm geduldig die Schreibarbeiten.

Herzlichen Dank sagen die Autoren weiterhin den Betriebs- und Baggerführern der Kiesgruben im Oberrheingebiet, ohne deren Hilfe und Verständnis für unsere Sonderwünsche die Bergung des wissenschaftlich bedeutenden Materials nicht möglich gewesen wäre.

9. Schriftenverzeichnis

- ANONYMUS (ohne Jahr): Holzschädlinge I und II. — Desowag-Bayer Holzschutz GmbH, Düsseldorf
- ARBEITSGRUPPE (1980): Hydrologische Kartierung und Grundwasserbewirtschaftung, Rhein-Neckar-Raum. Analyse des Istzustandes. — Landw. Ministerien Baden Württemberg, Hessen, Rheinland-Pfalz, 71 S.; Stuttgart, Wiesbaden, Mainz.
- BARTZ, J. (1976): Quartär und Jungtertiär im Raum Rastatt. — Jb.geol. Landesamt Baden-Württemberg, 18: 121—178; Freiburg i. Br.
- BECKER, G. (1950): Bestimmung von Insektenfraßschäden an Nadelholz. — Z. angew. Entomol., 31: 275—303.
- BISCHOFF, H. (1927): Biologie der Hymenopteren. Eine Naturgeschichte der Hautflügler, 698 S.; Berlin.
- BRAUNS, A. (1962/1966): Taschenbuchführer: Waldinsekten und Streubewohner. — Staatl. Naturhist. Museum z. Braunschweig, 182 S.
- (1964): Taschenbuch der Waldinsekten. — 817 S.; Stuttgart.
- BURGH, J. van der (1978): Hölzer aus dem Pliozän der Niederrheinischen Bucht. — Fortschr. Geol. Rheinld u. Westfl. 28: 213—275; Krefeld.
- BURMEISTER, F. (1964): Coleoptera-Käfer. — in: E. STRESEMANN: Exkursionsfauna; Berlin.
- COOPE, G.R. (1969): The response of Coleoptera to gross thermal changes during the Mid Weichselian interstadial. — Mitt. Internat. Verein. Limnol., 17: 173—183
- (1974): Interglacial Coleoptera from Bobbitshole, Ipswich, Suffolk. — J. geogr. Soc. Lond., 130: 330—340.
- (1975): Climatic fluctuations in northwest Europe since the last Interglacial, indicated by fossil assemblages of Coleoptera. — Geol. J. Spec. Iss., 6: 153—168.
- (1977): Fossil coleopteran assemblages as sensitive indicators of climatic changes during the Devensian (last) cold stage. — Phil. Trans. R. Soc. London 280: 313—340.
- (1979): Late cenozoic fossil Coleoptera: Evolution, Biogeography and Ecology. — Ann. Rev. Ecol. Syst., 10: 247—267.
- DEMELT, C.v. (1966): Die Tierwelt Deutschlands und der angrenzenden Meeresteile, II: Bockkäfer oder Cerambycidae. — 52: 115 S.; Jena.
- ESCHERICH, K. (1923): Die Forstinsekten Mitteleuropas. — II: 663 S.; Berlin.
- (1942): Die Forstinsekten Mitteleuropas. — V: Hymenoptera und Diptera, 746 S.; Berlin.

- FITSCHEN, J. (1983): Gehölzflora. — 396 S. 651 Abb. Heidelberg (Quelle Meyer).
- FRIESE, H. (1926): Die Insekten Mitteleuropas — I/1 Hymenopteren, Die Bienen, Wespen, Grab- und Goldwespen. — 192 S.; Stuttgart.
- GREGUSS, P. (1955): Xylotomische Bestimmung der heute lebenden Gymnospermen. 1—308, 8 Tab., 360 Taf.; Budapest (Akad. Kiado).
- HEGI, G. (1958): Illustrierte Flora von Mitteleuropa. 2. Aufl.; Berlin, Hamburg.
- HORION, A. (1951): Verzeichnis der Käfer Mitteleuropas. — I: 536 S., II: 266 S.; Stuttgart.
- (1974): Faunistik der mitteleuropäischen Käfer. — 12: Cerambycidae, 228 s.; Überlingen.
- JACOBS, W. & RENNER, M. (1974): Taschenlexikon zur Biologie der Insekten. — 635 S.; Stuttgart.
- KLAUSNITZER, B. & SANDER, F. (1978): Die Bockkäfer Mitteleuropas. — Die Neue Brehm-Bücherei, 222 S.; Wittenberg.
- KOCH, R. (1910): Bestimmung der Insektenschäden an Fichte und Tanne. — 120 S.; Berlin.
- KOENIGSWALD, W. v. (1983): Die Säugetierfauna des süddeutschen Pleistozäns. — in MÜLLER-BECK, H.: Urgeschichte in Baden-Württemberg, 167—216; Stuttgart.
- & LÖSCHER, M. (1982): Jungpleistozäne Hippopotamus-Funde aus der Oberrheinebene und ihre biogeographische Bedeutung. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 163: 331—348; Stuttgart.
- MEUSEL, H.; JÄGER, E. & WEINERT, E. (1965): Vergleichende Chorologie der zentraleuropäischen Flora. — Jena.
- MOURIER, H. & WINDING, O. (1975): Collins Guide to Wild Life in House and Home. — 224 S.; London.
- ROSELT, G. & FEUSTEL, H. (1960): Ein Taxodiaceenholz aus der Mitteldeutschen Braunkohle mit Insektenspuren und -resten. — Geologie, 9/1: 84—101; Berlin.
- SCHEER, H. D. (1978): Gliederung und Aufbau der Niederterrassen von Rhein und Main im nördlichen Oberrheingraben — Geol. Jb. Hessen, 106: 273—289; Wiesbaden.
- SCHWEINGRUBER, F. H. (1978): Mikroskopische Holzanatomie. — 240 S., 275 Abb., Zug (Haupt).
- VITE, J. P. (1952/1953): Die holzerstörenden Insekten Mitteleuropas. — Textb. 155 S., Tafelb. 78 S.; Göttingen (Musterschmidt).
- WEBER, H. & WEIDNER, H. (1974): Grundriß der Insektenkunde. — 5. Aufl.; Stuttgart.
- 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.

Manuskript eingegangen am 12.3.84

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	34	155—161 2 Abb. 1 Tab.	<i>Hannover 1984</i>
----------------------------------	----	--------------------------	----------------------

^{14}C -Datierungen an Knochen- und Stoßzahn-Fragmenten aus würmeiszeitlichen Ablagerungen im westlichen Rheingletschergebiet (Baden-Württemberg)

MEBUS A. GEYH & ALBERT SCHREINER*)

Bones, tusk, Mammuthus, Upper Pleistocene, Würm Glaciation, C14 dating, age (12890—18530 years), paleogeographical reconstruction, glaciations.
Rhine Glacier Area, Baden-Württemberg.
TK 25 Nr.: 8118, 8218, 8219, 8321

Kurzfassung: Die konventionellen ^{14}C -Daten der Kollagen-Fraktion von Knochenfunden aus der Magdalénien-Station Kesslerloch bei Thayngen und aus Kiesen des Konstanzer Stadiums sind mit den derzeitigen Altersvorstellungen im Einklang.

Die ^{14}C -Datierungen von drei Funden aus würmhochglazialen Ablagerungen ergaben gegenüber bisherigen Vorstellungen über den Ablauf des Hochwürm zu geringe Alterswerte. Mit der Änderung der bisherigen Vorstellung über das Vorstoßen und Abschmelzen des Rheingletschers ist ein mit den ^{14}C -Ergebnissen übereinstimmender Ablauf denkbar.

Die neue Vorstellung besteht im wesentlichen darin, daß dem Vorstoß des würmhochglazialen Gletschers ein früherer Vorstoß um 20 000 Jahre v.h. vorausging. Der Eiszerfall von der Äußeren Würmendmoräne bis zum Konstanzer Stadium wäre dann in dem Zeitraum von etwa 15 000 Jahre bis 14 000 Jahre sehr schnell abgelaufen.

[^{14}C Datings of Bone and Tusk Fragments from Würm Glacial Deposits in the Western Rhine Glacier Area (Baden-Württemberg)]

Abstract: Conventional ^{14}C dates of the collagen fraction of bones samples from the Magdalénien site Kesslerloch at Thayngen and from gravel deposits of the Konstanz stage do agree with the present geochronologic concept.

The ^{14}C datings of three samples taken from Würm glacial deposits yield apparently too small ages compared to the former temporal concept on the course of the Würm glacial. However, the results are in agreement with a new concept based on a modified idea on the advance and retreat of the Rhine glacier after the last glaciation.

According to the new concept, a first advance of Rhine glacier occurred already at about 20,000 yr BP. After the glaciation ice melting at the front moraine occurred rapidly during the Konstanz stage between 15,000 and 14,000 yr BP.

Anschrift der Autoren: Prof. Dr. M.A. Geyh, Niedersächs. Landesamt für Bodenforschung, Stilleweg 2, 3000 Hannover 51.
Prof. Dr. A. Schreiner, Geolog. Landesamt Baden-Württemberg, Albertstr. 5, 7800 Freiburg i.B.

Einleitung

Gelegentliche Funde von Knochenresten in würmeiszeitlichen Kiesen ermöglichten einen Versuch, mit Hilfe von ^{14}C -Daten die zeitliche Abfolge des würmeiszeitlichen Eiszerfalls im westlichen Rheingletschergebiet zu rekonstruieren. Die Anzahl der Funde und der ^{14}C -Ergebnisse aus diesem Gebiet und zu dieser Frage ist freilich noch zu klein, um schon eine endgültige Vorstellung entwickeln zu können.

Die Veröffentlichung der vorliegenden Daten soll dazu anregen, auf weitere Funde zu achten, denn nur weitere Datierungen werden zu einer hinreichend gesicherten Chronologie führen.

Besonderer Dank gebührt den Damen und Herren, die die Funde gemacht und für die Untersuchung zur Verfügung gestellt haben:

Frau VON BLANKENHAGEN, Konstanz (Proben 1 und 2);
Herr Hauptlehrer K. FIX, Engen (Proben 2 und 3) und
Herr Dr. AUFDERMAUER, Singen (Probe 5).

1. Kesslerloch bei Thayngen (CH, Kanton Schaffhausen)

Das Kesslerloch ist eine kleine, hallenartige Höhle mit 15 m Durchmesser in Kalksteinen des Oberen Juras (Massenkalk der Setatusschichten, k_3) am Westrand des Fulachtales bei Thayngen (geol. Karte 1:25 000, Blatt 8218 Gottmadingen, R 77 050 H 89 680, Höhe 440 m ü. NN, s. Abb. 1). Am Boden der Höhle und vor der Höhle sind zahlreiche Tierknochen und Artefakte ausgegraben worden (NÜESCH 1905). Die Funde gehören zum Magdalénien. Sie sind im Museum Allerheiligen in Schaffhausen und zum großen Teil, dank der Bemühungen von Herrn L. LEINER, im Rosgartenmuseum in Konstanz aufbewahrt.

Frau VON BLANKENHAGEN, die Leiterin des Museums in Konstanz, stellte in dankenswerter Weise 4 Knochenbruchstücke vom Kesslerloch zur Verfügung. Die Knochen waren um 1900 aus dem steinig-lehmigen Höhlenboden ausgegraben worden und lagen dann bis 1980 in einem trockenen Sammlungsraum. Trotz dieser langen Lagerung lieferte die ^{14}C -Datierung ein für das Magdalénien typisches Alter von 12890 ± 90 Jahre v.h. Nach ALBRECHT (1979:76) ergaben 7 Datierungen an Knochen von der Magdalénien-Station am Petersfelsen bei Engen ^{14}C -Werte zwischen 11300 und 12940 Jahre v.h.

Nach unserem Ergebnis stammt der Fund vom Kesslerloch aus der Zeit der Wärmeschwankung des Bölling. Der würmspätglaziale Rheingletscher war um diese Zeit schon lange aus dem Alpenvorland abgeschmolzen und lag im Tal des Alpenrheins oberhalb von Chur (HANTKE 1970: 78, 1980: 233).

Das sehr eindrucksvoll gestaltete Diorama im Museum Allerheiligen in Schaffhausen mit dem blanken Gletschereis vor den Augen der im Kesslerloch kauern Rentierjäger übertreibt demnach die zweifellos beachtliche Kälteresistenz unserer Vorfahren.

2 Kiesgrube Hinterhausen, Konstanz

Beim Waldhaus Jakob im Konstanzer Ortsteil Hinterhausen befanden sich früher Kiesgruben (etwa R 15 700, H 80 850, Höhe etwa 410 m ü. NN, TK 25 Bl. 8321 Konstanz Ost).

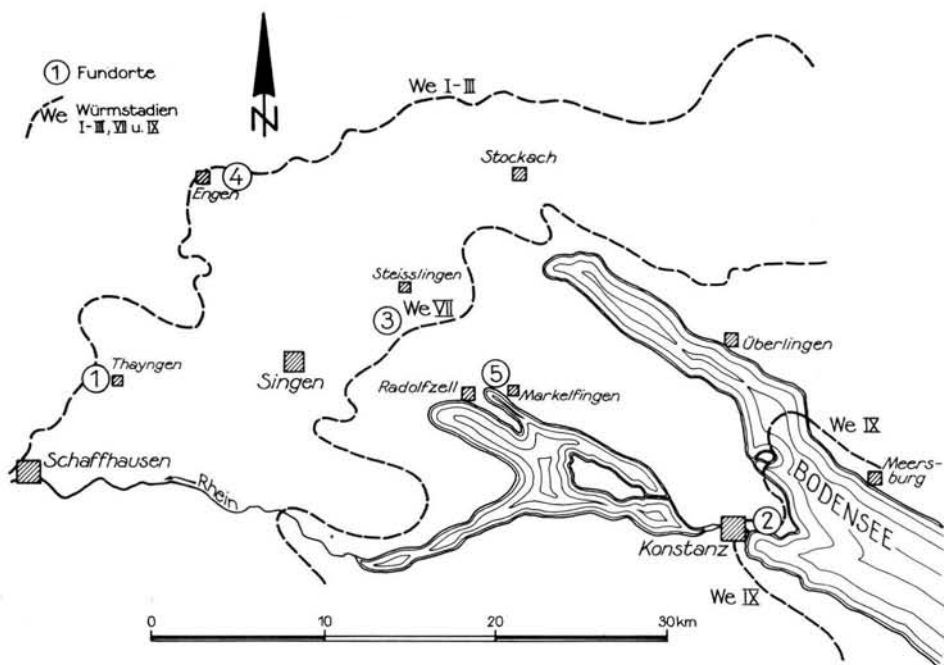


Abb. 1: Lage der Fundorte im westlichen Rheingletschergebiet

Nach der Beschreibung von BECK (1953:5) und SCHMIDLE (1916:38 und Tafel II) waren die zum Teil als Deltaschüttung ausgebildeten Kiese etwa 5 m mächtig. Die Ablagerungen sind als Randstromkiese zu betrachten, die von den Schmelzwässern vom Gletscher des **Konstanzer Stadiums** aufgeschüttet worden sind. In den Kiesen wurden Knochen vom Rentier, Mammut, Wisent, Hirsch und Alphasen gefunden, die im Rosgarten-Museum in Konstanz aufbewahrt sind. Frau von BLANKENHAGEN stellte aus dem reichhaltigen Fundgut verschiedene Knochenbruchstücke in dankenswerter Weise zur Datierung zur Verfügung.

Auch dieses Material lag etwa 80 Jahre lang in der Sammlung. Das Ergebnis der ^{14}C -Datierung mit 14100 ± 115 Jahre v.h. ist nach der bisherigen Vorstellung über das Alter des Konstanzer Stadiums annehmbar.

3. Kiesgrube Steißlingen

In der Kiesgrube der Fa. Wintermantel, 2,5 km südwestlich von Steißlingen (R 93 300, H 93 000, TK 25, Bl. 8219 Singen), wurde 1979 ein Mammutschädel gefunden, der Herrn Hauptlehrer Fix in Engen übergeben, von ihm konserviert und in der Schulsammlung aufbewahrt worden ist. Einige der Knochenbruchstücke opferte Herr Fix in dankenswerter Weise für die Datierung.

Der Fund lag etwa 6 m unter der Oberfläche der Unteren Singener Terrasse (Wg 7). Die Kieswand ist 15 m mächtig. Der Kies wurde zur Zeit des Singener Stadiums, das der Inneren Jungendmoräne entspricht, aufgeschüttet (SCHREINER 1973: 43 u. Beil. 1). In diese Zeit

gehören auch die Funde von Resten eines Mammuts und Rhinoceros bei Göttingen (SCHREINER 1973:48). Das Vorkommen von Großsäugern und Feldhinweise über das Abschmelzen von Toteis während der Aufschüttung der Unteren Singener Terrasse (SCHREINER 1973:47) zeigen eine klimatische Verbesserung an, die von einer Ausbreitung von Vegetation begleitet war.

Die ^{14}C -Datierung der Knochenbruchstücke von Steißlingen ergab ein Alter von 14800 ± 120 Jahre v.h. Vergleichsdaten aus der Zeit der Inneren Jungendmoräne liegen aus Süddeutschland nicht vor. Nach bisheriger Vorstellung hat man, allerdings ohne gesicherte Altersbestimmung, für die Innere Würm-Endmoräne ein Alter um 17 000 Jahre angenommen. Bewertet man jedoch auch das im folgenden beschriebene Datierungsergebnis des Fundes von Engen (14610 Jahre v.h.) als zuverlässig, dann ist für den Steißlinger Fund ein Alter zwischen denen der Engener und Konstanzer Funde, also um 14 400 Jahre v.h. anzusetzen, da an der Reihenfolge Engen-Steißlingen-Konstanz aufgrund der klaren geologischen Abfolge nicht zu rütteln ist.

4. Engen

1982 wurde in einer Baugrube am Ostrand von Engen (R 84450, H 01700, TK 25, Bl. 8118 Engen) in kiesigem Geschiebemergel der Äußeren Würmendmoräne (We 1) ein etwa 20 cm langes Bruchstück eines Mammutstoßzahnes gefunden. Nach einigem hin und her kam der Fund in die Hände von Herrn Hauptlehrer Fix in Engen, der uns in dankenswerter Weise kleine Bruchstücke (495 g) zur Datierung übergab.

Der Stoßzahn lag in 2,7 bis 3 m Tiefe in hellgrauem, kiesig-sandig-schluffigem, frischem (kalkreichem) Geschiebemergel mit gekritzten Geschieben. Die Verwitterungslehmdecke ist hier 0,5 m mächtig. Fließerde ist auszuschließen. Irgendwelche Spuren einer künstlichen Eingrabung waren nicht zu erkennen.

Nach der Lage in der Würm-Maximal-Endmoräne und nach bisherigen Vorstellungen über das Alter des Würmhochstandes (GEYH & ROHDE 1972) war ein Alter um 17–18 000 Jahren zu erwarten — im Fall einer Umlagerung des Zahnes durch den Gletscher eher noch mehr.

Die ausgeführte und ohne Komplikationen gelaufene ^{14}C -Datierung ergab aber ein Alter von 14610 ± 90 Jahren v.h. Versuche einer ESR-Datierung schlugen fehl; von einer U/Th-Datierung wurde abgesehen, weil Knochen als Folge von Uranabsorption in der Regel zu kleine Alter liefern.

Auf einen anderen Ablauf der Eisvorstöße, zu dem das Alter des Engener Fundes zeitlich passen würde, wird auf S. 160 eingegangen.

5. Markelfingen

In der Kiesgrube der Firma Meichle & Mohr, 1,5 km nordöstlich von Radolfzell, wurde 1978 im Kies in etwa 8 m Tiefe ein Mammutstoßzahn gefunden. Er wurde dem Kreisarchäologen, Herrn Dr. AUFDERMAUER übergeben, der uns Bruchstücke des Zahnes zur Datierung überließ, wofür wir ihm danken möchten.

Die Markelfinger Kiese, in denen der Zahn lag, sind drumlinisiert und sie werden von 4 bis 6 m würmeiszeitlichem Geschiebemergel überlagert. Das Alter der Markelfinger Kiese ist geologisch nicht sicher zu bestimmen. Sie wurden bislang als würmeiszeitlicher Vorstoßschotter aus der Zeit vor dem Würmhöchststand angesehen (SCHREINER 1973: 35). Ein jüngerer Alter, z.B. nach einem ersten Vorstoß, ist, wenn auch ungewöhnlich, nicht ganz auszuschließen. Der Rheingletscher müßte dann nach seinem ersten Vorstoß etwa 40 km zurückgeschmolzen und anschließend unter Ablagerung und Überfahung der Markelfinger Kiese erneut vorgestoßen sein. Mit dieser Vorstellung wäre das an dem Markelfinger Fund ermittelte ^{14}C -Alter von $18530 \pm 1045_{925}$ in Übereinstimmung zu bringen. Im Fall von Würmvorstoßschottern wäre ein Alter bis 20000 Jahre zu erwarten, was freilich wegen der hohen Fehlerbreite auch nicht gänzlich auszuschließen ist.

Der Wiedervorstoß müßte bis zur Äußeren Würmendmoräne gereicht und diese aufgebaut haben. In ihn wäre der Engener Fund mit 14610 ± 90 Jahre v.h. einzureihen. Unter Annahme eines sehr schnellen Abschmelzens des Eises über das Singener zum Konstanzer Stadium (14100 ± 115) sind die Alterswerte von Steißlingen und Konstanz geologisch verständlich.

Die wertmäßige Abfolge der ^{14}C -Daten entspricht dem alternativen geologischen Ablauf, wenn man Abweichungen von einigen Jahrhunderten für die Alter für die Steißlinger bzw. Engener Funde zuläßt, was aus methodischen Gründen durchaus denkbar ist.

Tabelle 1: Konventionelle ^{14}C -Daten von Knochen- und Stoßzahnfragmenten aus würmeiszeitlichen Ablagerungen im westlichen Rheingletschergebiet.

Nr.	Fundort (Geologie)	Material	Labor Nr. Hv	Konventionelles ^{14}C -Alter (Jahre vor 1950)	Bemerkungen
1	Kesslerloch, Höhle bei Thayngen (Magdalénien-Station)	Knochenbruch- stücke 400 g*	10652	12890 ± 90	Magdalénien
2	Kiesgrube Hinterhausen bei Konstanz (Würm, Stadium 9)	Knochenbruch- stücke 400 g*	10653	14100 ± 115	Spätglazial Konstanzer Stadium
3	Kiesgrube Steißlingen (Würm, Stadium 7)	Knochenbruchstücke von Mammut 480 g	10654	14800 ± 120	
4	Engen Baugrube in Würm- Max. Endmoräne (Stadium 1–3)	Mammut-Stoßzahn- bruchstücke 495 g	11569	14610 ± 90	
5	Markelfingen Kiesgrube (Würm-Vorstoßschotter)	Mammut-Stoßzahn- bruchstücke 600 g	10655	$18530 \pm 1045_{925}$	

* Material aus dem Rosgarten-Museum Konstanz

GEYH & RÖTHLISBERGER (1984) haben gezeigt, daß viel datierbares Material in Moränen umgelagert und jederzeit einige Jahrhunderte zu alt sein kann. Andererseits ist für die letzten 8000 Jahrtausende erwiesen (Suess 1980), daß die ^{14}C -Zeitskala gegenüber der absoluten ungleichmäßig verzerrt ist. So haben z.B. scheinbare ^{14}C -Altersinversionen von einigen Jahrhunderten im 1. vorchristlichen Jahrtausend methodische Ursachen. Für den uns interessie-

renden Zeitraum ist zwar noch keine Korrekturkurve vorhanden — es ist aber sicher, daß auch die dazu gehörigen ^{14}C -Daten von der absoluten Zeitskala abweichen. Die Reihenfolge der jetzt ermittelten, nur 5000 ^{14}C -Jahre überdeckenden Ergebnisse ist daher noch nicht einmal methodisch klar. Bis darüber entschieden werden kann, werden noch einige Jahre vergehen.

Für den geänderten Ablauf der würmhochglazialen Gletscherbewegung (Abb. 2) sprechen folgende Feldbeobachtungen: Im Singener Kiesfeld liegt an einigen Stellen unter dem Unteren Kieslager Geschiebemergel (Bohrung 40 u. 41 SCHREINER 1973: 114 und neuere Bohrungen), der beim 1. Vorstoß entstanden sein könnte. Die Moräne (Geschiebemergel) auf den Markelfinger Kiesen und auf dem Unteren Kieslager von Singen werden dann als Bildungen des 2. Vorstoßes betrachtet.

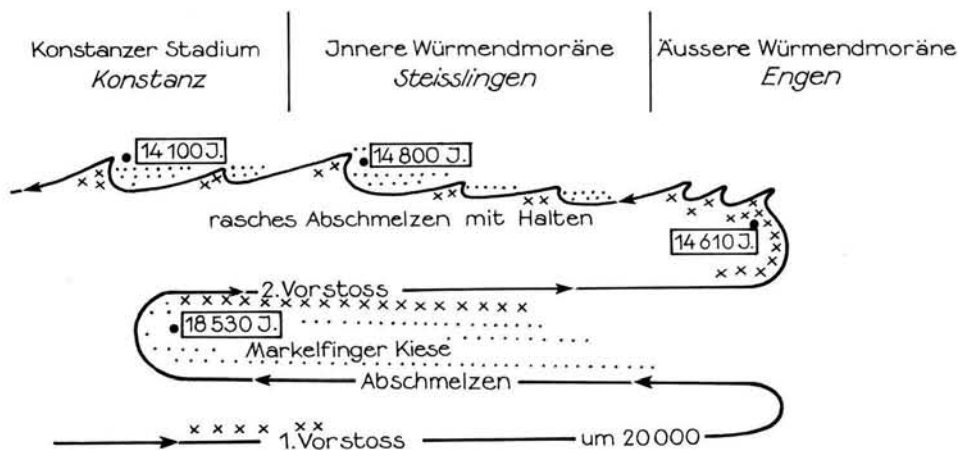


Abb. 2: Schematisierte Vorstellung über das Vorrücken und Abschmelzen des Rheingletschers im Hochwürm nach neuesten ^{14}C -Daten

Die Erosionsphase, die zwischen würmeiszeitlichen Kiesen und überlagernder Grundmoräne südlich Thayngen einzuschalten ist (SCHREINER 1983: 69), wird in die Zeit zwischen dem 1. und 2. Vorstoß gestellt.

Der Eiszerfall nach dem 2. Vorstoß lief in der bisher angenommenen Reihenfolge ab, er scheint jedoch zeitlich sehr zusammengedrängt zu sein (nur etwa 500 Jahre für alle 9 Stände mit jeweiligen Endmoränen und Kiesfeldern zwischen Engen und Konstanz).

Wie schon eingangs erwähnt, können nur neue Funde und deren Datierung eine weitere Klärung herbeiführen.

Schriftenverzeichnis

- ALBRECHT, G. (1979): Magdalénien-Inventare vom Petersfels. — Tübinger Monographien zur Urgeschichte, 6: 83 S., 43 Taf.; Tübingen.
- BECK, A. (1953): Die eiszeitlichen Tierreste des Rosgarten-Museums. — Mitt. Bodenseegeschichtsver., 18: Sep. 8 S, Konstanz.

- GEYH, M. & RÖTHLISBERGER (1984): Reliability tests of ^{14}C dates of paleosols in Glacier environments. — Symp. on Climate and Palaeoclimate of Lakes, Rivers and Glaciers (IGLS), Innsbruck, June 1984.
- & RHODE, P. (1972): Weichselian Chronostratigraphie, ^{14}C Dating and Statistics. — Proc. XXIV Int. Geol. Congr., 12: 27–36; Montreal.
- HANTKE, G. (1970): Die spätwürmeiszeitlichen Stadien auf der schweizerischen Alpennordseite. — Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich, 13: 71–80; Zürich.
- (1980): Eiszeitalter. — 2: 702 S.; Thun (Ott).
- NÜESCH, J. (1905): Das Kesslerloch bei Thayngen. — Anz. schweiz. Altertumskunde, 4: 23 S.; 1–23
- SCHMIDLE, W. (1916): Erläuterungen zu Blatt Konstanz (1:25 000). — Geol. Spezialkarte Großherzogt. Baden; 51 S.; Heidelberg.
- SCHREINER, A. (1966): Erläuterungen zu Blatt Engen 8118. — Geol. Karte Baden-Württemberg 1:25 000: 190 S.; Stuttgart.
- (1973): Erläuterungen zu Blatt Singen 8219. — Geol. Karte Baden-Württemberg 1:25 000: 130 S.; Stuttgart.
- (1984): Erläuterungen zu Blatt Gottmadingen 8218. — Geol. Karte Baden-Württemberg 1:25 000: 124 S.; Stuttgart.
- SUESS, H. (1980): The radiocarbon record in tree rings of the last 8000 years. — Radiocarbon, 22 (2): 200–209, New Haven.

Manuskript eingegangen am 1.7.84

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	34	163—178 8 Abb., 1 Tab.	<i>Hannover 1984</i>
----------------------------------	----	---------------------------	----------------------

Die Stellung der Stauchwälle von Kleve-Kranenburg im Rahmen der saalezeitlichen Gletschervorstöße am Niederrhein

HELMUT SIEBERTZ*

Glacial features, glaciomorphology, moraines, outwash plains, glacial tectonics (ice-pushed ridge), heavy minerals, size distribution, Middle Pleistocene, Saale Ice Age (Drenthe)

Rhenish Westphalian Basin (Kleve-Kranenburg area), North Rhine Westphalia
TK 25: Nr. 4202

Kurzfassung: Der nördliche Niederrheinische Höhenzug zwischen Kleve-Kranenburg, Kalkar und Goch (Abb. 1, 2) bildet keine glazialmorphologische Einheit, wie dies häufig in der Literatur angenommen wird und in Profilen dargestellt ist (Abb. 8). Die sedimentpetrographischen und schwermineralogischen Ergebnisse, die Grundmoränenfunde und morphologischen Verhältnisse lassen den Schluß zu, daß der Höhenzug aus folgenden Einheiten besteht, die genetisch unabhängig voneinander zu betrachten sind: 1. Sanderhochfläche zwischen Kleve, Louisendorf und Uedem; 2. Stauchwall von Moyland bei Kalkar im NE; 3. Stauchwälle von Kleve-Kranenburg im NW.

Die Ergebnisse zeigen, daß nicht jeder Eisvorstoß durch einen Stauchwall belegt sein muß. Am Niederrhein läßt sich für alle Stauchrücken nachweisen, daß exponierte Stauchwälle und ausgedehnte Sanderflächen einander ausschließen. Dies hat glazialmorphologisch zur Folge, daß das klassische Profil der glazialen Serie von Albrecht Penck in seiner genetischen Deutung überdacht werden muß.

The Significance of the Ice-Pushed Ridges of Kleve-Kranenburg during the Saale Ice Age in the Lower Rhine Area

Abstract: The northern part of the "Niederrheinische Höhenzug" in the Kleve-Kranenburg, Kalkar, and Goch region (Fig. 1, 2) is no single glaciomorphological unit as is presented in the literature and profiles (Fig. 8). The results of sedimentary-petrographical and heavy-mineral analysis, the presence of ground moraines as well as the morphological conditions lead to the conclusion, that the Kleve region consists of the following genetically independent units: 1. the flat upland area, i.e. the outwash plain near Kleve, Louisendorf, and Uedem; 2. the ice-pushed ridge at Moyland near Kalkar to the north-east; 3. the ice-pushed ridges at Kleve-Kranenburg to the north-west.

The findings show, that not every ice advance resulted in an ice-pushed ridge. It could be proved, that exposed ice-pushed ridges and extended outwash plains in the lower Rhine area do not exist within close range of each other. Thus glacio-morphologically, the classical profile of the glaziale Serie by Albrecht Penck must be newly considered in its genetical interpretation.

*) Anschrift des Autors: Dipl. Geogr. Dr. H. SIEBERTZ, Seminar für Geographie, Pädagogische Fakultät, Universität Bonn, Römerstraße 164, 5300 Bonn.

1. Einleitung und Problemstellung

Das Inlandeis stieß im Saale-Glazial (Drenthe-Stadial; Amersfoort-Stadium) weit nach W vor. Der Vorstoß erfolgte in einzelnen Loben, denen verschiedene Eisrandbildungen zugeordnet sind. Nach THOME (1958) lassen sich von S nach N die Loben von Düsseldorf, Moers (Schaephuyssener-Höhenzug), Xanten, Kranenburg und Valburg unterscheiden, die von KAISER (1961) durch den Lobus der Gelderschen Vallei ergänzt wurden. Die Stauchwälle von Kleve-Kranenburg sind genetisch mit dem Eislobus von Kranenburg in Verbindung zu bringen (Abb. 1).

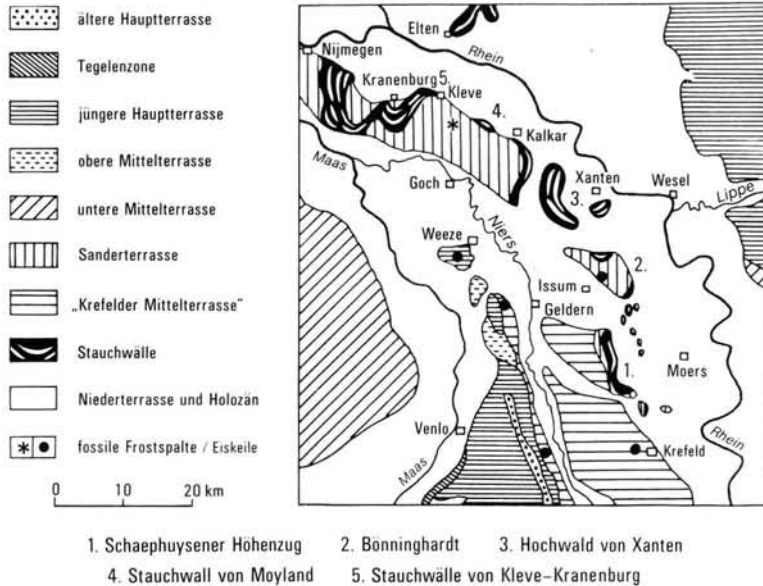


Abb. 1: Geomorphologische Skizze des Niederrheingebietes (verändert nach WAGNER 1968).

Aus den Untersuchungen von BRAUN (1978a), KAISER & SCHÜTRUMPF (1960), HEINE (1983), SIEBERTZ (1980) und THOME (1958, 1959) geht hervor, daß das Eis am Niederrhein zweimal vorstieß. Der erste Eisvorstoß reichte am weitesten nach W, während der zweite, ein schwächerer Vorstoß, nicht mehr die Ausdehnung des ersten erreichte. Für den Raum Louisendorf-Moyland bei Kalkar (Abb. 2) konnten von SIEBERTZ (1983) mit Hilfe eingelagerter Grundmoräne in den Sandersedimenten drei Eisvorstöße nachgewiesen werden.

Eine glazialmorphologische Schlüsselstellung auf dem nördlichen Niederrheinischen Höhenzug haben die Aufschlüsse A 12 bei Louisendorf und A 19 im Stauchwall von Moyland (Abb. 2; Beilage 1 in SIEBERTZ 1980). Diese Aufschlüsse wurden in der Vergangenheit unter den verschiedensten glazial-geologischen und -morphologischen Aspekten untersucht (vgl. BRAUN 1964, 1968, 1978a; HEINE 1983; SIEBERTZ 1980, 1983).

Über die Stauchwälle von Kleve-Kranenburg ist — außer den Beschreibungen verschiedener Aufschlüsse von BRAUN (1968) — nicht viel bekannt. Deshalb wird mit Hilfe von sedi-

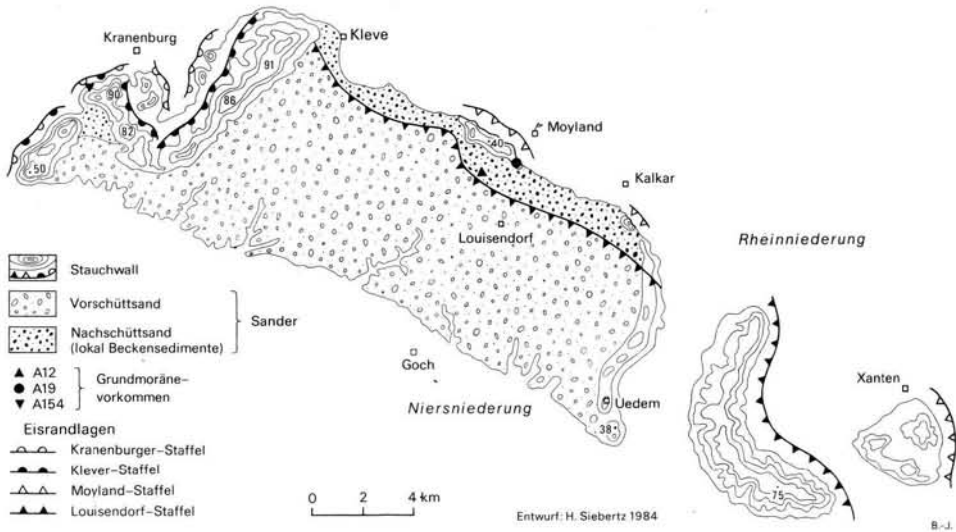


Abb. 2: Saalezeitliche Gletschervorstöße im unteren Niederrheingebiet.

mentpetrographischen Untersuchungen (Sand- und Geröllanalysen), der Verteilung von Schwermineralen in den am Aufbau beteiligten unterschiedlichen Sedimenten, der Lage von Grundmoränen sowie diverser glazialmorphologischer Befunde im Untersuchungsgebiet versucht, die Stauchwälle in das glazialmorphologische System der Eisvorstöße am Niederrhein im Saale-Glazial einzuordnen und ihren Einfluß auf die Genese dieses Raumes aufzuzeigen.

2. Die sedimentpetrographische Zusammensetzung von Stauchwall und Sander

Der Sander besitzt keine einheitliche sedimentologische Zusammensetzung. Deshalb wurde von SIEBERTZ (1983) der Versuch einer Sandergliederung unternommen, die zu folgendem Ergebnis führte: die Sanderablagerungen bestehen aus vier Sedimentgruppen; 1. Vorschüttssande (S_1), 2. Nachschüttssande (S_2), 3. Beckensedimente (S_3) und 4. Bändertone mit ihren charakteristischen Korngrößenzusammensetzungen (Abb. 3; vgl. Tab. 1 in SIEBERTZ 1983)¹⁾.

Bei der Auswertung zeigte sich, daß für fluvioglaziale Sedimente ein Konzentrationsdreieck mit den Einteilungen Sand-Schluff-Ton nicht ausreichte, um die unterschiedlichen Sedimente abzugrenzen und in der Darstellung voll zur Geltung bringen zu können

¹⁾ Vorschüttssande sind gröbere Sedimentablagerungen, die beim Vorrücken des Gletschers abgelagert werden; Nachschüttssande sind charakteristisch für das Zurückweichen des Gletschers. Beckensedimente und Bändertone werden beim Eiszerfall in abflußlosen Becken gebildet.

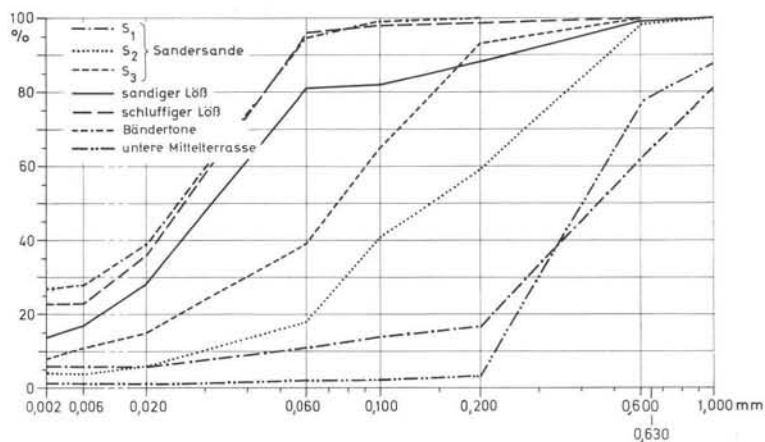


Abb. 3: Kornsummenkurven der am Aufbau des Niederrheinischen Höhenzuges beteiligten Sedimente.

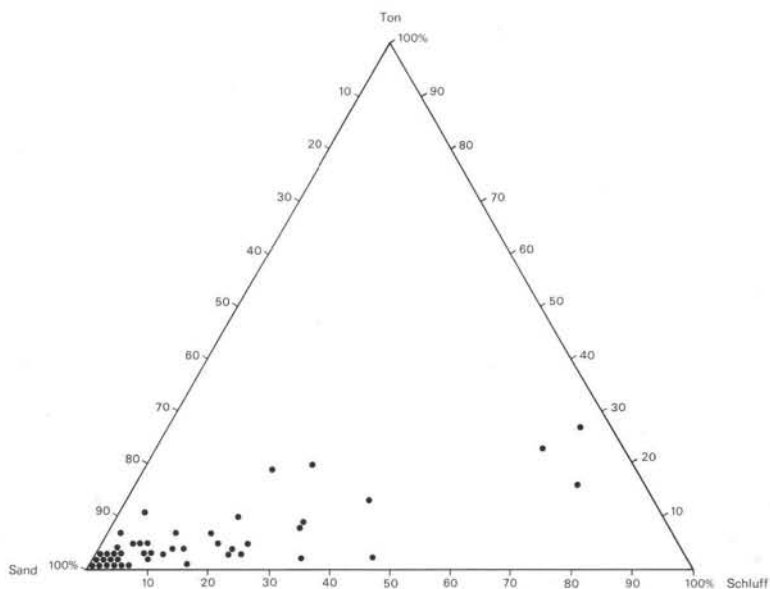


Abb. 4: Sedimentationsdreieck der am Sanderaufbau beteiligten Sedimente.

(Abb. 4). Deshalb wurde mit Korngrößengruppen gearbeitet, die aus Grob-/Mittelsand, Feinsand, Schluff/Ton bestanden (Abb. 5)²⁾.

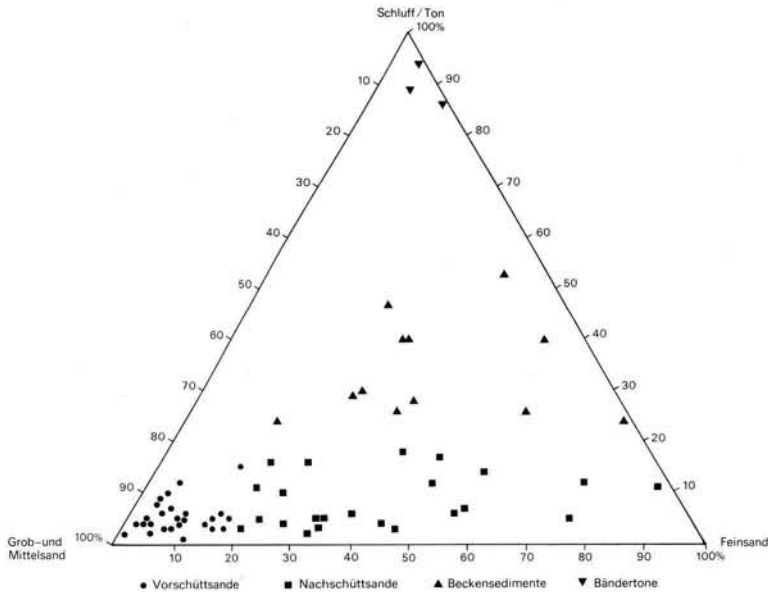


Abb. 5: Korngruppendreieck der am Sanderaufbau beteiligten Sedimente.

Die Verteilung der Sedimente in Abb. 2 zeigt deutlich, daß die Vorschüttssande die dominierenden Sandersedimente darstellen und — bis auf wenige Lokalitäten — den gesamten Höhenzug aufbauen. Nachschüttssande konnten lediglich östlich von Louisendorf in einem zusammenhängenden Areal kartiert werden (Abb. 2; Beilage 1 in SIEBERTZ 1980). Ein geringes Vorkommen von Nachschüttssanden lagert im NW des Höhenzuges (Abb. 2).

²⁾ Siebfraktionen (2—0,063 mm) mit einem Kornanteil von etwa 20% und mehr zeigen bei mehrmaliger Bearbeitung im Labor, daß sich im Vergleich verschiedener Analysen Toleranzwerte bis zu 5% einstellen können. Auf die mathematische und graphische Auswertung hat dies jedoch kaum Einfluß.

Bei den bearbeiteten Proben handelt es sich (meistens) um Repräsentativwerte, die der Charakteristik des Aufschlußprofils entsprechen. Der Aufbau eines Sedimentprofils zeigt allerdings selten eine homogene Zusammensetzung; häufig wechseln gröbere und feinere Absätze, so daß im Hinblick auf die sedimentologische Bearbeitung die Subjektivität des Bearbeiters Einfluß gewinnt. Hierbei ist es wichtig, die für das Profil zutreffende charakteristische Probe zu entnehmen.

Die Untersuchung zeigt, daß in den Vorschüttssanden das Verhältnis von gröberen zu feineren Ablagerungen etwa 2 : 1 ist; die Nachschüttssande weisen ein umgekehrtes Verhältnis auf. Beckensedimente sind im allgemeinen homogener und feiner aufgebaut, so daß neben geringen Grobsand- und Kiesablagerungen vornehmlich Mittel-, Feinsand und Schluffe auftreten (vgl. Tab. 1 in SIEBERTZ 1983).

Beckensedimente, wie sie aus dem Raum Louisendorf-Moyland beschrieben wurden (vgl. SIEBERTZ 1980, 1983), sind aus den Stauchwallaufschlüssen bei Kleve nur vom Wolfsberg bei Nütterden bekannt (vgl. BRAUN 1968).

Der Sander setzt sich vornehmlich aus fluvioglazial umgelagertem Terrassenmaterial zusammen, während die Stauchwälle nach BRAUN (1956, 1959) und KAISER (1961) durchweg aus aufgestauchten Kiesen und Sanden der unteren Mittelterrasse aufgebaut sind. Sie sind lokal von eingeschnuppten tertiären Sedimenten durchsetzt (HEINE & SIEBERTZ 1980; KAISER 1961). Die untere Mittelterrasse zeigt eine gröbere Korngrößenzusammensetzung mit hohem Grob- und Mittelsandanteil, wie ihn die Vorschüttssande nicht aufweisen. Die Zusammensetzung einer solchen Probe vom Hey-Berg bei Frasselt ist neben denen des Sanders und dessen Decksedimente in Abb. 3 dargestellt.

Außerhalb der Stauchwälle, Grundmoränen und Steinsohlen fanden sich (meistens) keine Gerölle, deren Längsachse im Durchmesser 10 cm überschritt. Morphometrische Messungen an Geröllen im Hangenden verschiedener Sanderaufschlüsse (D_3 — Steinsohle an der Lößbasis in Abb. 6) zeigen, daß die Geröllgeröße von 10 cm im allgemeinen nicht

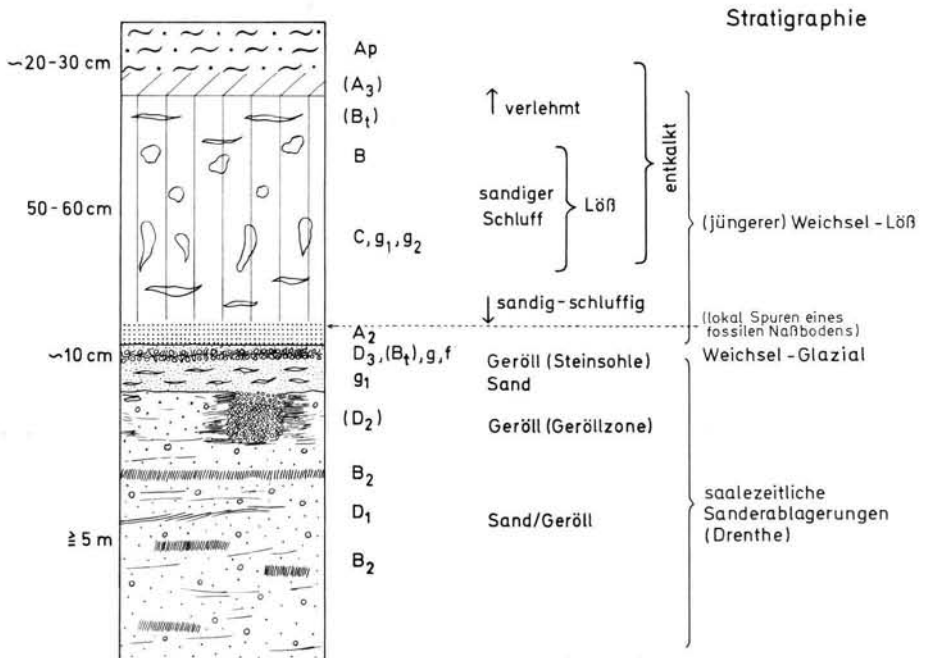


Abb. 6: Stratigraphischer Aufbau des Sanders auf dem nördlichen Niederrheinischen Höhenzug.

überschritten wird. Lediglich in den fluvioglazialen Uferwällen im Sander (D_2 in Abb. 6) treten Gerölle bis zu 20 cm Kantenlänge auf (vgl. SIEBERTZ 1980). Beide Ablagerungen (D_2 und D_3) führen Geröllgrößen, wie sie für den Sander untypisch sind.

DE JONG (1956) fand in den Stauchwällen bei Kleve einen Quarzanteil in der Fraktion 5–13 mm im braunen Sand bei Donsbrüggen von 66%, im Hingstberg von 60% und im Wolfsberg von 66%.

Untersuchungen an Geröllen der Steinsohle (Abb. 6) im Vorschütt sand (Raum Pfalzdorf) in der Fraktion 2–10 cm ergaben folgende Werte der Quarzverteilung: A 1 — R 25.12000, H 57.30700, 2–10 cm 85 %, 2–5 cm 85 %; A 2 — R 25.13360, H 57.30680, 2–10 cm 78 %, 2–5 cm 80 %; A 3 — R 25.12400, H 57.34700, 2–10 cm 67 %, 2–5 cm 72 %; A 24 — R 25.11140, H 57.35100, 2–10 cm 70 %, 2–20 cm 70 %; A 12 (Nachschütt sand) — R 25.15350, H 57.34200, 2–10 cm 70 %, 2–5 cm 73 %. Die Quarzgeröllanalyse an einem fluvioglazialen Uferwall im Aufschluß A 2 zeigte folgendes Bild: 2–20 cm 63 %, 5–10 cm 58 %, sowie 1 % nordisches Gestein (Abb. 6; vgl. MAARLEVELD 1956).

Aus der Steinsohle wurde bisher in keinem Falle nordisches Material nachgewiesen. Dies bedeutet nicht, daß nordische Geschiebe in der Steinsohle völlig fehlen. Dafür konnten in den fluvioglazialen Uferwällen (D₂), die zweifellos älter als die Steinsohle sind (Abb. 6), vereinzelt nordische Geschiebe nachgewiesen werden (vgl. SIEBERTZ 1980).

Die Vorschütt-, aber auch die Nachschütt sande enthalten selten nordische Geschiebe; dies scheint durchaus typisch zu sein. THIERMANN (1970a, b) erklärt dies mit der kräftigen Aufarbeitung des einheimischen Materials im Vorland des Gletschers, so daß bei den Vorschütt sanden der Anteil nordischer Gesteine selten über 5 % hinausgeht. Ähnliche Ergebnisse werden auch bei den Nachschütt sanden erreicht, allerdings liegt hier der Prozentsatz bei etwa 10 %.

Größere Mengen von nordischen Geröllen wurde lediglich im Stauchwall von Moyland (A 19 — R 25.16600, H 57.34300 in Abb. 2) während der Kiesbaggerei aus der Tiefe gefördert. Nach BRAUN (1978a) führen hier die oberen Lagen der gestauchten unteren Mittelterraße 4–8 % nordische Gerölle; die Sandfraktion enthält 8–10 % nordische Geschiebe.

3. Schwermineralzusammensetzungen der am glazialen Sedimentaufbau beteiligten Ablagerungen am unteren Niederrhein

Die Schwermineralproben wurden nach BRAUN (1968, 1978b), KAISER (1961) und ZONNEVELD (1956) zusammengestellt (Tab. 1); sie führen zu folgender Erkenntnis: (1) Für die Schwermineralzusammensetzung der unteren Mittelterraße ist der hohe prozentuale Augitanteil auffallend (Tab. 1). DE JONG (1956) gibt den Augitgehalt für die grobkörnigen Sande im gestauchten Paket (im gefrorenen Zustand gestauchte untere Mittelterraße) mit 70–80 % an. Das plötzliche Auftreten des hohen Augitgehaltes ist nach ZONNEVELD (1956) eine Folge vom Aufleben des Eifelvulkanismus. In den Sandersedimenten nimmt der Augitanteil allerdings rapide ab, wobei sich die Hornblende gegenüber dem Augit stabil verhält (vgl. Tab. 1).

VAN ANDEL (1952) ist der Auffassung, daß in dem von Flüssen transportierten Material keine Auflösung stattfindet; die mechanische Zerkleinerung frischer Körner sei im Flußtransport zu vernachlässigen. Dies kommt in dem hohen Augitanteil der unteren Mittelterraße deutlich zum Ausdruck (Tab. 1). Daß dennoch in den Gletscherablagerungen die Pyroxene prozentual zurückgehen, ist sicherlich auf die mechanische Beanspruchung durch das Gletschereis, die physikalische Verwitterung und die (wahrscheinlich mehrfache) fluvioglaziale Umlagerung der Sedimente zurückzuführen.

(2) Die Schwermineralprobe des Sanders bei Goch (Tab. 1) zeigt ein Spektrum, das — abgesehen von dem niedrigen Augitanteil — der unteren Mittelterraße sehr nahe steht. Diese Sanderprobe entstammt dem Vorschütt sand, der wenig oder gar keine nordischen Geschiebe enthält (vgl. THIERMANN 1970a, b).

Tab. 1: Schwerminerale saalezeitlicher Gletscherablagerungen und tertiärer Sande am unteren Niederrhein (in %)

	ZONNEVELD (1956) untere Mittelterrasse Krefeld	KAISER (1961) untere Mittelterrasse Niederrhein	KAISER (1961) Eisrand- ablagerungen Niederrhein	KAISER (1961) Sander Vorschütt- sand Goch 21 Augit 8)	BRAUN (1968) Nach- schütt-sand Aufschluß A 19 10	BRAUN (1968) Becken- sedimente Aufschluß A 19 2	BRAUN (1978b) tertiärer Sand Goch- fortzberg Uedem 46 Hornblende (+ Augit)
Augit + Hornblende (magm.)	58 (Augit 44)	43 (Augit 31)	14 (Augit 4)				
Granat (met.)	5	12	13	9	44	1	—
Epidotit + Zoisit (+ Saussurit) (met.)	18 (Saussurit 15)	12	20	17	20	18	—
Disthen, Andalusit, Sillimanit (met.)	—	2	3	6	5	6	5
Staurolith (met.)	2	2	3	3	8	18	
Rutil + Titanit (hydro.)	—	4	5	6	3	2	6
Turmalin (pegm.- pneum.)	1	2	7	9	9	39	16
Zirkon (magm.)	1	2	19	6	1	14	27
Alterit	13	21	14	23	—	—	—

(3) Die Eisrandablagerungen (Stauchwälle) zeigen einen erhöhten Zirkongehalt (Tab. 1). Zirkon ist in marinen Sedimenten relativ regelmäßig zu finden, so daß eingearbeitetes Tertiär — im Untergrund anstehend (Abb. 8) — zu dieser Anreicherung führte. Den Zirkon der Schmelzwassersedimente in Niedersachsen z.B. leitet HENNINGSSEN (1983) aus tertiären Ablagerungen ab.

(4) Die Nachschüttssande zeigen gegenüber der unteren Mittelterrasse einen hohen Granatanteil (BRAUN 1964, 1968, 1978a), wobei die Herkunft der Granate bisher nicht geklärt ist. Nach WEYL (1950) ist die Deutung des Granats schwierig, da er einerseits gegenüber der chemischen Verwitterung relativ empfindlich ist, andererseits aber durch die mechanische Beanspruchung des Sediments erheblich angereichert werden kann.

Tertiäre Sande des Mittelmiozäns (Braunkohlensande) und Pliozäns (s. Abb. 8) zeigen nach WEYL (1949) aufgrund der Verwitterung eine relative Anreicherung des Granats unter Verlust von Hornblende und Epidotit. Dies darf für den Nachschüttssand im Hinblick auf das Schwermineralverhältnis von Granat zu Hornblende angenommen werden (Tab. 1). Da der Nachschüttssand die untere Mittelterrasse repräsentiert, handelt es sich bei dem hohen Granatgehalt (wahrscheinlich) um tertiäre Beimengungen³⁾.

(5) Die Beckensedimente zeigen gegenüber der unteren Mittelterrasse sowie den Vor- und Nachschüttssanden ein völlig anderes Schwermineralspektrum (Tab. 1) mit nordischen sowie tertiären Komponenten. Letztere führen viel Turmalin, der nach DE JONG (1956) neben Staurolith für die tertiären Sande charakteristisch ist. Daß die Granate in den Beckensedimenten schwach vertreten sind, ist darauf zurückzuführen, daß durch die Verwitterung die Anreicherung stabiler Minerale (z.B. in den tertiären Sanden) auf rund 50% das Verschwinden des Granats verursacht (WEYL 1949).

Die schwermineralogische Zusammensetzung der tertiären Sandprobe (Tab. 1) scheint die Aussagen von WEYL (1949) über die unter bestimmten Bedingungen zu erwartenden Anreicherungen spezifischer Schwerminerale in tertiären Sedimenten zu bestätigen. In den tertiären Sanden am Niederrhein treten in der Schwermineralzusammensetzung Singularitäten auf, die zu folgenden alternativen Schlüssen führen (vgl. Tab. 1): 1. eine relative Anreicherung des Granats unter Verlust von Hornblende und Epidotit im Nachschüttssand; 2. ein hoher Turmalingehalt, der neben Staurolith für diese Sedimente charakteristisch ist im Beckensediment; 3. das Verschwinden des Granats unter relativer Anreicherung der Hornblende im tertiären Sand; 4. das Verschwinden des Granats bei einer Anreicherung stabiler Minerale auf rund 50% im Beckensediment und tertiären Sand.

Die Beckensedimente sind reich an Feldspäten und Glimmermineralen; sie zeigen deutlich die Aufarbeitung kristalliner Geschiebe nordischer Herkunft. Im Aufschluß A 19 im Stauchwall bei Moyland (Abb. 2) zeigen die Leichtminerale der Beckensedimente ein Quarz-Feldspatverhältnis von 85:15, im Gegensatz zum Nachschüttssand von 95:5 (BRAUN 1964, 1968, 1978a).

Die Ergebnisse zeigen, daß bei dem großen Anteil von Schwermineralen tertiärer Herkunft der Spielraum für den Nachweis nordischer Anteile sehr eng ist. Dies liegt darin begründet, daß die Anzahl der für eine sinnvolle Deutung zur Verfügung stehenden Schwerminerale begrenzt ist (vgl. Tab. 1), charakteristische Schwerminerale für nordisches Geschiebe aber auch schwer nachweisbar sind. Die in Tab. 1 aufgeführten Schwerminerale sind vom Edukt her in den meisten klastischen Sedimenten (relativ regelmäßig) zu finden (vgl. tertiäre Sande), so daß lediglich durch geologische Ereignisse charakteristische Schwer-

³⁾ Nach HENNINGSSEN (1983) kommen die Granate in den Sandersedimenten im E und NE Niedersachsens überwiegend aus Skandinavien.

mineralassoziationen hervorgebracht werden können (vgl. Einfluß des Eifelvulkanismus auf das Schwermineralbild der unteren Mittelterrasse). Das geringe Geschiebevorkommen am gesamten glazialen Sedimentaufbau im Niederrheingebiet — vielleicht aber auch das des metamorphen Kristallins im Hinblick auf den Granatanteil — rechtfertigt am Niederrhein daher kaum eine schwermineralogische Verbindung zu den nordischen Geschieben zu ziehen.

4. Die Bedeutung der Grundmoräne für die Bildung der Stauchwälle von Kleve-Kranenburg

Die Stauchwälle von Kleve-Kranenburg sind — bis auf vielleicht wenige unbekannte Lokalitäten — völlig frei von auflagernder Grundmoräne. Lediglich im Aufschluß A 154 (R 24.99590, H 57.37480) im äußersten NW des Stauchwalls bei Kranenburg (Abb. 2) wurde in einer Grube von relativ niedriger Höhe (40 m über NN) Grundmoräne gefunden.

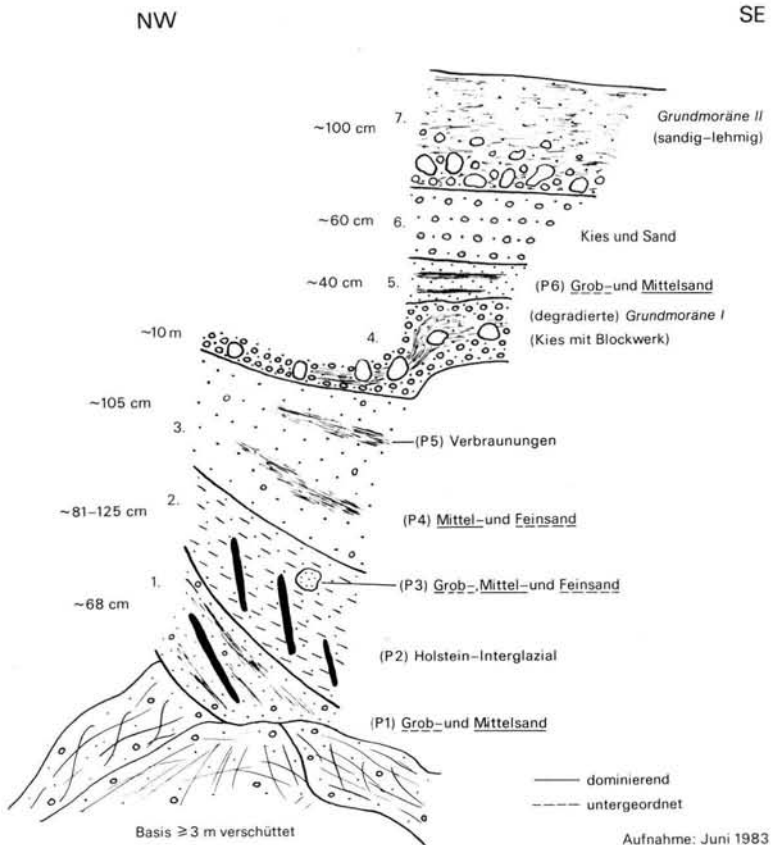


Abb. 7: Stauchwallprofil A 154 bei Kranenburg (R 24.99590; H 57.37480).

Profilbeschreibung des Aufschlusses A 154 (Abb. 7)

1. Die Basis wird von einem gelben Grob- und Mittelsand aufgebaut, der von vereinzelt Kiesen durchsetzt ist. Stellenweise sind graublau (tertiäre) Sande mit eingearbeitet. Dieser Abschnitt zeigt lokal kräftige Oxidationsspuren und eingestauchte schmale grau-grüne Tonstreifen, deren Aussehen den Reduktionshorizonten in der Rheinniederung ähnelt (P 1).
2. (P 2) bildet einen tonigen, schwach sandigen Abschnitt, der mit dunkelbraun-schwarzen Streifen (Holstein-Interglazial) durchsetzt ist. Lokal sind kleine hell-blaue tertiäre Sandschuppen (P 3) eingepreßt.
3. (P 4) setzt sich aus grau-blauem Mittel- und Feinsand zusammen, der lokal von kleinen Kiesen und kräftigen Oxidationszonen (P 5) durchsetzt ist.
4. Dieser Profilabschnitt bildet den Rest einer gestauchten Grundmoräne; sie wurde aufgrund der Abtragung bis auf ihre aus Kies und Blockwerk bestehende Basis degradiert.
5. (P 6) wird von einem hellen Grob- und Mittelsand aufgebaut, der von kräftigen Verbraunungsabschnitten durchsetzt ist.
6. Hierbei handelt es sich um eine von Sand durchsetzte Kiesschicht.
7. Das Hangende des Profils bildet eine dunkelbraune, sandig, schwach lehmige Grundmoräne, deren Basis aus einer kräftigen Kiesschicht mit Blockwerk gemischt aufgebaut wird.

In den Stauchwällen von Kleve-Kranenburg lassen sich zwei Grundmoränen nachweisen, die durch Kies- und Sandschichten voneinander getrennt sind. Die Grundmoräne (I) ist bis auf die Basis, welche sich aus Kiesen und Blockwerk zusammensetzt, abgetragen worden (Abb. 7). Dies ist durchaus normal, denn auch in den Niederlanden hat man niemals mehrere und nur selten zwei Grundmoränen aus der Saale-Kaltzeit übereinander gefunden und durch fluvioglaziale Sande getrennt. Es ist durchaus möglich, daß die Grundmoräne einer älteren Vorstoßphase im allgemeinen vollständig abgetragen worden war, bevor die Grundmoräne eines folgenden Vorstoßes zur Ablagerung kam (ZANDSTRA 1976), was durchaus das geringe Vorkommen von Grundmoräne in den niederrheinischen Stauchwällen und die Abtragung der Grundmoräne (I) erklärt. Die Grundmoräne (II) im Hangenden des Aufschlusses zeigt dagegen eine charakteristische Zusammensetzung, die mit Kies und Blockwerk an der Basis beginnt und schließlich in den typischen braunen Geschiebesand übergeht.

Die Entstehung der Grundmoräne ist nach GRIPP (1974) auf die Randzone des fließenden Eises beschränkt. Mit der Grundmoränenablagerung werden somit die Eisstände und Eisvorstöße dokumentiert. Von den meisten niederländischen und niederrheinischen Stauchwällen ist bekannt, daß das Gletschereis die Stauchwallhöhen nicht überschritten hat. BRAUN (1959) bemerkt, daß ein großer Teil der Stauchwälle einmal von einer dünnen Grundmoräne bedeckt gewesen sein muß, was aus dem vereinzelt Auftreten von nordischem Geschiebe hervorgeht. Dies kann allerdings nur für die niedrigen Stauchwälle gelten, denn Beobachtungen in den Niederlanden von DE ZANGER (1980) haben ergeben, daß unterhalb eines bestimmten Niveaus mehr nordische Gesteine vorkommen als oberhalb. Grundmoräne und Findlinge konnten auf dem Stauchwall von Arnheim noch in 70 m Höhe beobachtet werden (DE ZANGER 1980), während bei EDELMAN & MAARLEVELD (1958) für die Stauchwallseite, die dem Eis zugewandt ist, Geschiebe nicht höher als 50 m über dem Meer liegen.

Die bisher gefundenen Geschiebe auf den niederrheinischen Stauchwällen von Moyland und Kranenburg liegen um 40–50 m über NN; auf den höheren Stauchwallpartien von Kleve-Kranenburg konnten bisher keine nordischen Erratica gefunden werden. Ähnliche Beobachtungen machte STEEGER (1931) im Raum Moers, der nordische Erratica auf dem

Egelsberg in 47 m Höhe fand. Dies bedeutet, daß das Gletschereis nicht über die höheren Stauchwälle hinwegglitt, sondern in der dem Eis zugewandten Hanglage der Stauchwälle steckenblieb.

Die Stauchwälle von Kleve-Kranenburg sind nicht vom Eis überfahren worden; entsprechendes konnte THOME (1958) für den Schaephuysener-Höhenzug nachweisen (Höhen zwischen 60 und 80 m über NN). DE ZANGER (1980) bemerkt, daß der Stauchwall von Arnheim während der maximalen Ausbreitung des Gletschers nicht vom Eis überfahren, aber teilweise mit Eis bedeckt gewesen ist. Niedrige Stauchwälle — wie der von Moyland mit der höchsten Erhebung um 48 m (Abb. 2; Beilage 1 in SIEBERTZ 1980) — sind vom Eis überflossen worden (vgl. HEINE 1983; SIEBERTZ 1980, 1983).

5. Die Bedeutung der Stauchwälle von Kleve-Kranenburg für die glazialmorphologische Entwicklung des nördlichen Niederrheinischen Höhenzugs

Nach KLOSTERMANN (1981) und MAARVELD (1981) lassen sich in den Stauchwällen von Kleve-Kranenburg morphologisch zwei Eisvorstöße nachweisen (vgl. Abb. 8). Dies geht nun auch klar aus den Grundmoränenvorkommen (I) und (II) im Aufschluß A 154 hervor (Abb. 7).

Die geomorphologischen Befunde im Raum Kleve lassen für die glazialmorphologische Entwicklung folgende Schlüsse zu: (1) Die Louisendorf-Staffel stieß auf breiter Front von ENE durch die heutige Rheinniederung bei Kalkar bis zu den Höhen von Louisendorf vor; mit ihr wurde der Vorschüttungsand zwischen Kleve und Uedem abgelagert, dessen Schmelzwässer die ausgeprägten, parallel zu den Stauchwällen in die Niersniederung nach SW verlaufenden fluvioglazialen Rinnen hinterließen. Mit dem Abschmelzen des Eises wurde der Nachschüttungsand sedimentiert, dessen Grenze sich von SE bis nach Kleve über den gesamten Höhenzug verfolgen läßt (Abb. 2).

Die Sandersedimente der Louisendorf-Staffel bilden aufgrund der fehlenden Endmoräne bzw. des Stauchwalls den Endmoränen-Vertreter im Sinne von GRIPP (1975). Auf der Louisendorfer-Höhe erreichte das Eis seine maximale Ausdehnung; diese wird durch die Grenze zwischen Vor- und Nachschüttungsand dokumentiert (Abb. 2; Beilage 1 in SIEBERTZ 1980).

Dem Eisvorstoß von Louisendorf (Louisendorf-Staffel) scheint somit eine größere Bedeutung zuzukommen, als dies von HEINE (1983) angenommen wurde, der ihn als kleine Besonderheit am Eisrand der Neußer-Staffel von THOME (1959) betrachtete. Die Annahme von SIEBERTZ (1980), daß die geringe Ausdehnung des Stauchwalls von Moyland auf seine Stellung zwischen den beiden Eisloben im NW von Kleve und im SE von Xanten abhängt, ist nur für den zweiten Eisvorstoß (Moyland-Staffel) zutreffend.

(2) Die Moyland-Staffel bildete den Stauchwall von Moyland und hinterließ keine nennenswerten Sandersedimente. Für diesen Eisvorstoß gibt es im Raum Kleve bisher keine Hinweise; entweder haben sie nie existiert, oder sie sind der Erosion zum Opfer gefallen. Grundmoräne zu diesem Eisvorstoß ist lediglich im Raum des Stauchwalls von Moyland bekannt (vgl. SIEBERTZ 1983).

(3) Für die Stauchwälle von Kleve-Kranenburg sind zwei Gletschervorstöße verantwortlich (Abb. 2), die unabhängig von den Vorgängen im Raum Louisendorf-Moyland zu betrachten sind. Morphologisch werden sie durch zwei Stauchwallreihen (Klever-Staffel;

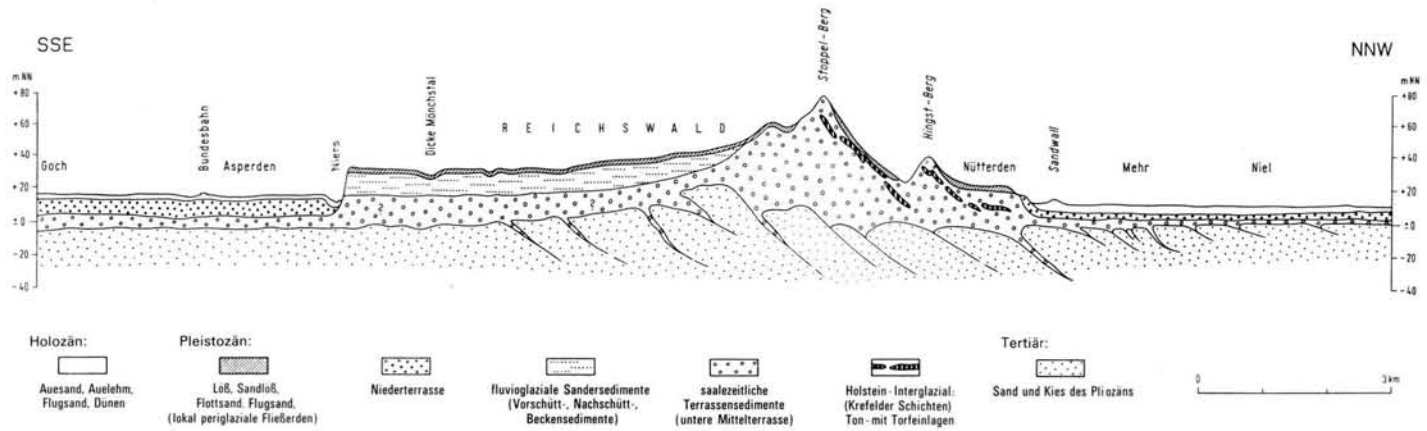


Abb. 8: Querprofil durch Sanderhochfläche und Stauchwälle bei Kleve-Kranenburg (verändert nach BRAUN 1968).

Kranenburger-Staffel) und durch die Grundmoränen (I) und (II) belegt (Abb. 7). Die aus NNW vorrückenden Gletscher sind relativ jünger als die Gletschervorstöße von Louisendorf-Moyland; sie blieben in den bereits abgelagerten Sedimenten der Louisendorf-Staffel stecken. Auf das glazialmorphologische Geschehen im südlichen Raum der Stauchwälle hatten sie keinen (oder geringen) Einfluß.

Die Abb. 8 täuscht aufgrund der Profillage durch die Stauchwallrücken bei Kleve und dem anschließenden Sander (Reichswald) eine morphologische Einheit und Abhängigkeit vor, die von der Genese her nicht vorhanden ist. Für alle Stauchwallrücken am Niederrhein (Xanten, Schaephuisen) läßt sich belegen, daß markante Stauchwälle und ausgedehnte Sanderflächen einander ausschließen.

6. Zusammenfassende Erkenntnisse für die Entwicklung der Stauchwälle von Kleve-Kranenburg

Der Raum Kleve-Kranenburg bildet mit seinen Stauchwällen, Grundmoränenvorkommen und Sanderablagerungen einen glazialmorphologischen Angelpunkt zwischen den aus zwei Richtungen vorrückenden Gletschern im Saale-Glazial am unteren Niederrhein. Folgende Befunde lassen sich zusammenfassen:

1. die Stauchwälle von Kleve-Kranenburg sind von zwei Gletschervorstößen gebildet worden; dies läßt sich nachweisen
 - α) morphologisch durch zwei Stauchwallreihen
 - β) sedimentpetrographisch durch die Grundmoränen (I) und (II).
2. der Raum Kleve wurde von folgenden Eisvorstößen beeinflusst; es sind
 - α) die Louisendorf-Staffel aus ENE, deren Sander den Niederrheinischen Höhenzug zwischen Kleve und Uedem aufbaut. Sie wird dokumentiert durch die Grenze zwischen Vor- und Nachschüttsand, die sich über den gesamten Höhenzug verfolgen läßt. Die Moyland-Staffel läßt sich im Raum Kleve (bisher) nicht nachweisen.
 - β) die Gletschervorstöße der Klever-Staffel und Kranenburger-Staffel, die im Vorschüttsand der Louisendorf-Staffel stecken blieben und zu dieser keine (unmittelbare) Beziehung aufweisen. Diese Gletschervorstöße müssen unabhängig voneinander betrachtet werden, wobei die Louisendorf-Staffel gegenüber der Klever-Staffel als relativ älter zu betrachten ist.
3. die Schmelzwässer der Gletscher von Kleve-Kranenburg haben am Sanderaufbau zwischen Kleve und Uedem keinen (direkten) Anteil; dies läßt sich nachweisen
 - α) durch die parallel zu den Stauchwällen von Kleve-Kranenburg verlaufenden Schmelzwasserrinnen der Louisendorf-Staffel, die zur Klever-Staffel keine Verbindung aufweisen.
 - β) durch den Umstand, daß die Stauchwälle nicht vom Eis überflossen worden sind, was durch das Fehlen von Grundmoräne auf den Stauchwallhöhen bestätigt wird.
 - γ) durch die sedimentpetrographische und schwermineralogische Zusammensetzung des Sanders, welche die Abhängigkeit zur unteren Mittelterrasse erkennen läßt. Der Einfluß von nordischem Geschiebe auf das leicht- und schwermineralogische Bild des Sanders wird erst durch die Einarbeitung der Grundmoräne (Moyland-Staffel) in die Beckensedimente im Stauchwall von Moyland bestätigt.

7. Schriftenverzeichnis

- BRAUN, F. J. (1956): Die Terrassengliederung am linken Niederrhein zwischen Geldern und Kalkar. — *Geologie en Mijnbouw (N.S.)*, 18: 374—378, 3 Abb.; s'Gravenhage.
- (1959): Endmoränen, Terrassen und holozäne Ablagerungen bei Xanten am Niederrhein. — *Fortschr. Geol. Rhld. u. Westf.*, 4: 247—254, 2 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- (1964): Endmoränen-Stauchwall und Eisrandbildungen bei Moyland/Ndrh. — *Der Niederrhein*, 2: 58—63, 7 Abb., 1 Tab.; Krefeld.
- (1968): Übersichtskarte von Nordrhein-Westfalen 1:100.000, Erläuterungen zur geologischen Karte C 4302 Bocholt, 13—92, 12 Abb., 4 Tab., 4 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrhein-Westfalen).
- (1978a): Geschiebekundliche und mineralogisch-petrologische Besonderheiten im Endmoränen-Stauchwall von Moyland bei Kalkar/Ndrh. — *Fortschr. Geol. Rhld. u. Westf.*, 28: 325—333, 2 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- (1978b): Zur Herkunft und Zusammensetzung des »Sandlösses« auf der Uedemer Sander-Hochfläche (Niederrhein). — *Fortschr. Geol. Rhld. u. Westf.*, 28: 335—343, 5 Abb., 3 Tab.; Krefeld.
- DE JONG, J. D. (1956): Sedimentpetrographische Untersuchungen in Terrassenschottern im Gebiet zwischen Krefeld und Kleve. — *Geologie en Mijnbouw (N.S.)*, 18: 389—394, 5 Abb., 1 Tab.; s'Gravenhage.
- DE ZANGER, F.A.P. (1980): Die Höhenlage des Eises des Gletscherlobus während der Formung des Stauchwalls von Arnheim (Niederlande). — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 30: 19—28, 4 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- EDELMAN, C.H. & MAARLEVELD, G.C. (1958): Pleistozän-geologische Ergebnisse der Bodenkartierung in den Niederlanden. — *Geol. Jb.*, 73: 639—684, 26 Abb., 3 Tab., 2 Taf.; Hannover.
- GRIPP, K. (1974): Untermoräne-Grundmoräne-Grundmoränenlandschaft. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 25: 5—9, 1 Abb.; Öhringen.
- (1975): Hochsander-Satzmoräne-Endmoränenvertreter. — *Z. Geomorph. N.F.*, 19: 490—496, 3 Fig., 1 Phot.; Berlin-Stuttgart.
- HEINE, K. (1983): Der Vorstoß des nordeuropäischen Inlandeises am Niederrhein (Raum Kleve-Kalkar-Goch). — *Beiträge zum Quartär der nördlichen Rheinlande*, Arb. z. Rhein. Landeskde, 51: 39—49, 4 Abb.; Bonn.
- & SIEBERTZ, H. (1980): Abriß der paläogeographischen Entwicklung des unteren Niederrheingebietes. — *Niederrheinische Studien*, Arb. z. Rhein. Landeskde, 46: 1—13, 6 Abb., 1 Tab.; Bonn.
- HENNINGSSEN, D. (1983): Der Schwermineral-Gehalt der Drenthe-zeitlichen Schmelzwassersande in Niedersachsen. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 33: 133—140, 3 Abb.; Hannover.
- KAISER, K.H. (1961): Gliederung und Formenschatz des Pliozäns und Quartärs am Mittel- und Niederrhein, sowie in den angrenzenden Niederlanden unter besonderer Berücksichtigung der Rheinterrassen. — *Kayser, K. u. Kraus, Th. (Hrsg.), Köln und die Rheinlande, Festschr. XXXIII Deutschen Geographentag*, 236—278, 6 Abb., 7 Tab., 3 Kart.; Wiesbaden.
- & SCHÜTRUMPF, R. (1960): Zur Gliederung mittel- und jungpleistozäner Schichten in der Niederrheinischen Bucht. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 11: 166—185, 5 Abb., 2 Tab.; Öhringen.
- KLOSTERMANN, J. (1981): Das Quartär der nördlichen Niederrheinischen Bucht. — *Der Niederrhein*, 48: 79—85, 150—153, 212—217, 10 Abb., 1 Tab.; Krefeld.
- MAARLEVELD, G.C. (1956): Ergebnisse von Kies-Analysen im Niederrheingebiet. — *Geologie en Mijnbouw (N.S.)*, 18: 411—415, 1 Abb., 2 Tab.; s'Gravenhage.
- (1981): The Sequence of Ice-Pushing in the Central Netherlands. — *Meded. Rijks Geol. Dienst*, 34: 2—6, 2 Fig.; Den-Hag.

- SIEBERTZ, H. (1980): Ausgewählte quartärmorphologische Probleme am unteren Niederrhein. Ergebnisse einer geomorphologischen Kartierung, dargestellt am Beispiel einer geomorphologischen Übersichtskarte vom Raum Kalkar. — *Niederrheinische Studien, Arb. z. Rhein. Landeskd.*, **46**: 37–46, 3 Abb., 2 Kart.; Bonn.
- (1983): Sedimentologische Zuordnung saalezeitlicher Gletscherablagerungen zu mehreren Vorstößen am unteren Niederrhein. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **33**: 119–132, 6 Abb., 2 Tab.; Hannover.
- STEEGER, A. (1931): Die Terrassen- und Endmoränenlandschaft zwischen Krefeld, Moers und Geldern. — *Die Natur am Niederrhein*, **7**: 6–22, 17 Abb.; Krefeld.
- THIERMANN, A. (1970a): Geologische Karte Nordrhein-Westfalen 1:25.000, Erl. Bl. 3712 Tecklenburg: 243 S., 22 Abb., 10 Tab., 7 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrhein-Westfalen).
- (1970b): Geologische Karte Nordrhein-Westfalen 1:25.000, Erl. Bl. 3711 Bevergern: 120 S., 9 Abb., 6 Tab., 5 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrhein-Westfalen).
- THOME, K.N. (1958): Die Begegnung des nordischen Inlandeises mit dem Rhein.—*Geol. Jb.*, **76**: 261–308, 11 Abb.; Hannover.
- (1959): Eisvorstoß und Flußregime an Niederrhein und Zuider See im Jungpleistozän. — *Fortschr. Geol. Rhld. u. Westf.*, **4**: 197–246, 19 Abb., 5 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- VAN ANDEL, T.H. (1952): Zur Frage der Schwermineralverwitterung in Sedimenten. — *Erdöl u. Kohle*, **5**: 100–104, 2 Abb., 2 Taf.; Hamburg.
- WAGNER, E. (1968): Das niederrheinische Tiefland. — *Topogr. Atlas Nordrhein Westfalen*, 208–209, 3 Abb.; Bad Godesberg.
- WEYL, R. (1949): Zur Ausdeutbarkeit der Schwermineral-Vergesellschaftungen. — *Erdöl u. Kohle*, **2**: 221–224, 3 Abb., 3 Zahlentaf.; Hamburg.
- (1950): Schwermineralverwitterung und ihr Einfluß auf die Mineralführung klastischer Sedimente. — *Erdöl u. Kohle*, **3**: 209–211, 7 Abb.; Hamburg.
- ZANDSTRA, J.G. (1976): Sedimentpetrographische Untersuchungen des Geschiebelehms von Emmerichans (Drenthe, Niederlande) mit Bemerkungen über eine Typeneinteilung der Saale-Grundmoräne. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **27**: 30–52, 7 Abb., 6 Tab.; Öhringen.
- ZONNEVELD, J.I.S. (1956): Schwermineralgesellschaften in Niederrheinischen Terrassensedimenten. — *Geologie en Mijnbouw (N.S.)*, **18**: 395–401, 2 Fig., 2 Tab.; s'Gravenhage.

Manuskript eingegangen am 5. 7. 1984, Nachträge September 1984.

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	34	179—183 1 Tab.	<i>Hannover 1984</i>
----------------------------------	----	-------------------	----------------------

Das 1. Essener Symposium zur Küstenforschung (17.—18.6.1983) — ein wichtiger Schritt auf dem Weg zu mehr interdisziplinärer Zusammenarbeit

LUTZ ZIMMERMANN

Symposium, development, coastal research, quaternary

Kurzfassung: 16 Geowissenschaftler verschiedener Disziplinen diskutierten am 17. und 18. Juni 1983 an der Universität Essen neuere Forschungsergebnisse zur quartären Entwicklungsgeschichte der Küsten unter besonderer Berücksichtigung rezenter Prozesse und neuester Erkundungsmethoden. In einem kurzen Tagungsbericht werden Verlauf und wichtigste Ergebnisse des '1. Essener Symposiums zur Küstenforschung' wiedergegeben. Tab. 1 gibt einen Überblick über die behandelten Themen und Küstenräume.

[The First Symposium on Coastal Research in Essen (June 17—18th, 1983) — An Important Step on the Way to More Interdisciplinary Cooperation]

Abstract: On June 17—18th, 1983 in the University of Essen 16 Geoscientists of various disciplines discussed new research results on quaternary coastal development especially with regard to recent processes and the latest exploration methods. The most important results of this 'First Symposium on Coastal Research in Essen' are collected in a short report on the meeting. Table 1 gives a survey on the subjects that were dealt with and on coastal areas concerned.

Auf Einladung des Faches Physiogeographie im Fachbereich 9 der Universität Essen (GHS) trafen sich am 17. und 18. Juni 1983 16 Geowissenschaftler aus allen Teilen der Bundesrepublik zum '1. Essener Symposium zur Küstenforschung'. Ziel des Treffens war ein intensiver Gedankenaustausch zwischen Forschern unterschiedlicher geowissenschaftlicher Disziplinen über die Entwicklungsgeschichte der Küsten seit etwa 2 Mio. Jahren unter besonderer Berücksichtigung rezenter und subrezenter Prozesse und heutiger wirtschaftlicher Veränderungen. Einen weiteren Schwerpunkt des Symposiums bildete die Vorstellung und Diskussion neuerer Methoden der Küstenforschung. Die im Rahmen jeweils halbstündiger Vorträge behandelten Küstenräume umfaßten Island, Frankreich, Griechenland, Italien, Malta, Festlandspanien und die Kanarischen Inseln, Portugal, Ghana, Südafrika, Sudan, Indonesien, Mexiko und Costa Rica (vgl. Tab. 1).

Das Symposium stellte die erste Aktivität des am 25.5.1983 auf dem 44. Deutschen Geographentag in Münster ins Leben gerufenen ‚Arbeitskreises Geographie der Meere und Küsten‘ dar. Entsprechend dem interdisziplinären Gründungsansatz dieses Arbeitskreises zeigte auch die Zusammensetzung der Tagungsteilnehmer in Essen ein breites Spektrum unterschiedlicher geowissenschaftlicher Fachrichtungen. 10 Vertreter der Physischen Geographie, 3 der Geologie und je einer der Paläontologie, Lagerstättenkunde und Anthropogeographie trugen ihre jüngsten Forschungsergebnisse vor und diskutierten sie ausführlich miteinander.

Tab. 1: Auf dem 1. Essener Symposium zur Küstenforschung behandelte Themen und Küstenräume

Name, Herkunftsort und Disziplin des Autors	Thematik in Stichworten	Behandelter Küstenraum
H. BRÜCKNER, Düsseldorf, Physiogeographie	Modell zur Genese mariner Akkumulationsterrassen	Kalabrien
L. ELLENBERG, Berlin, Physiogeographie	Kliffotypen	Gozo
R. FISCHER, Hannover, Paläontologie	Bioerosion, ein gesteinsunabhängiger küstenmorphologischer Prozeß	Costa Rica
A. GERSTENHAUER et al., Düsseldorf, Physiogeogr.	Quartäre Küstenentwicklung	Yukatan
K.H. JACOB, Berlin, Lagerstättenkunde	Prospektierung von Schwermineralsanden	Java
D. KLAUS, Bonn, Physiogeographie	Verzahnung von Kalkkrusten mit Fluß- und Strandterrassen	Fuerteventura
H. KLUG, Kiel, Physiogeographie	Strandwallsysteme im Küstendünenbereich	Gran Canaria
U. RADTKE, Düsseldorf, Physiogeographie	ESR-Datierungen fossiler Mollusken in ‚Beachrock-Generationen‘	Latium
J. SCHROEDER, Kiel, Geologie	Saumriffe: Morphologie, Sedimentologie, Zonierung, Gefährdung, Schutz	Port Sudan
H. SCHUHMACHER *, Essen, Hydrobiologie	Tiefenverbreitung lichtabhängiger Steinkorallen und Riffansatztiefe	Golf von Akaba
H. STREIF, Hannover, Geologie	Holozäne Küstenentwicklung	Ghana
K.W. TIETZE, Marburg, Geologie	Sedimentbewegung im makrotidalen Bereich	Bretagne
D. UTHOFF, Mainz, Anthropogeographie	Wirtschafts- u. kulturgeogr. Forschungsperspektiven (Küsten/Meere)	weltweit
K. VENZKE, Mülheim, Physiogeographie	Holozäne Küstenmorphogenese	Snaefellsnes
F. Voss, Berlin, Physiogeographie	Küstenforschung durch Fernerkundungsmethoden	Ostborneo
F. WIENEKE, München, Physiogeographie	Anthropogener Einfluß auf die Küstenformung	Alentejoküste
L. ZIMMERMANN, Berlin, Physiogeographie	Durch Seepocken initiierte Kleinstriffbildung im litoralen Biokarst	Kreta, Andalusien, Natal/RSA

* Referent nicht anwesend; Vortrag als Manuskript eingereicht.

F. Voss berichtete über seine im Auftrag der indonesischen Regierung mittels Fernerkundungsmethoden durchgeführten Kartierungen der tropischen Küstensäume Ostborneos, bei denen er wegen der fast stets geschlossenen Wolkendecke dieser Region neben lückenhaften ERTS- und LANDSAT-Aufnahmen und der konventionellen Bildflugtechnik auch das Seitwärtsradarverfahren (SLAR) einsetzte. Ihm gelang nicht nur mit Hilfe der entzerrten Sattellitenaufnahmen das Auffinden zahlreicher neuer Inseln und Korallenriffe bzw. die Lagekorrektur bekannter Inseln und Flußverläufe, sondern er konnte auch mit SLAR (Frequenz 1,6 Gigahertz, Wellenlänge 3,12) exakte Einblicke in das Relief unterhalb der Wolkendecken und unterhalb der nahezu flächendeckenden, dichten Waldvegetation gewinnen. Insbesondere mit dieser Technik, mit deren Hilfe er u.a. auch die Ringstruktur eines fossilen Atolls im Urwald entdeckte, konnte er die Küstenformen in all ihren Variationen und verschiedenartigen Vertikalbewegungen präzise definieren und so eine gründliche Inventur der natürlichen Ressourcen Kalimantans vornehmen.

Ebenfalls in den Bereich der praktischen Entwicklungshilfe führten die Ausführungen von K.H. JACOB und J. SCHROEDER. Während ersterer insbesondere unter methodischen Gesichtspunkten über seine Erkundung der Abbauwürdigkeit von Schwermineralsanden (Fe- und Ti-Mineralen führende Strandseifen) bei Jogjakarta in Südjava berichtete, stand in dem teilweise in Zusammenarbeit mit D.H. NASR (Port Sudan) erarbeiteten Referat von SCHROEDER die Gefährdung der Korallenriffe bei Port Sudan durch Industrieabfälle, Tourismus, Schifffahrt und Hafenbau im Mittelpunkt. Überzeugend konnte der Referent darlegen, daß zur Erhaltung und zum Schutz dieser sedimentologisch höchst interessanten Riffe Arbeitstechniken und Aktivitäten zu entwickeln sind, die z.T. weit über das konventionelle Arbeitsfeld eines Geowissenschaftlers hinausgehen, wie z.B. direkte Einflußnahme auf die Gesetzgebung und ihre Anwendung durch persönliche Kontaktaufnahme mit den verantwortlichen Politikern sowie vielseitige Öffentlichkeitsarbeit in Wort und Bild zur Verhinderung weiterer Verschmutzung und zur Ausweisung der Riffe als Nationalpark. Engagiert forderte SCHROEDER, daß die Industrieländer im Rahmen der Entwicklungshilfe genauso wie bisher die Verschmutzung nun auch deren Vermeidung, Begrenzung und Beseitigung in den Sudan exportieren müßten.

Mit Hilfe einer Zusammenstellung selbst gewonnener und bereits publizierter ^{14}C -Daten von Mangrove- und anderen organischen Resten untersuchte H. STREIF die Entwicklung der Strandwälle und Mangroven an der ca. 550 km langen Küste Ghanas. Danach ist der Meeresspiegel zwischen 7000—5000 B.P. von $-5,5$ m NN auf das heutige Niveau und von 5000—3000 B.P. auf $+1,5$ — 2 m angestiegen. Nach einer vorübergehenden Absenkung um 2700—2500 hätte der Meeresspiegel von 2000—1600 B.P. bei $+0,5$ — 1 m gelegen, während er um 1400 bzw. 700 etwa mit dem heutigen Niveau korrespondiert habe. Die rezente Entwicklung vor allem östlich der Voltamündung ist lokal durch starke Strandabträge gekennzeichnet, die z.T. Siedlungen gefährden.

Das Problem negativer resp. positiver Strandverschiebungen stand auch im Mittelpunkt von K. VENZKES Vortrag über die Küstenmorphogenese der westisländischen Halbinsel Snaefellsnes unter dem Einfluß der sowohl glazialeustatisch und glazialisostatisch als auch platten- und vulkanotektonisch induzierten Meeresspiegelbewegungen der letzten 10000 Jahre. D. KLAUS und H. KLUG lieferten Beiträge zur Küstenentwicklung der Kanarischen Inseln. Während letzterer über den jüngeren geologischen Zeitabschnitt der Region Maspalomas auf Gran Canaria berichtete, wobei sein Hauptaugenmerk auf den Strandwallsystemen im Küstendünenbereich lag, referierte KLAUS über verschiedene Kalkkrustenhorizonte bei Jandia (Fuerteventura) und deren altersmäßige Beziehungen zu Fluß- und Strandterrassen. Neben Rückschlüssen auf tektonisch und durch Klimaschwankungen modifizierte Landschaftsveränderungen konnte der Referent anhand chemischer und röntgendiffrakto-

metrischer Analysen auch Erkenntnisse über den unterschiedlichen Reifegrad der Kalkkrusten mitteilen, wobei er hervorhob, daß auch heute noch Neu- und Umbildung der Krusten und Verkrustungen erfolge. K.W. TIETZE stellte Messungen der Wasser- und Sedimentbewegung im makrotidalen Bereich der Bretagne vor, welche größtenteils durch Studenten im Rahmen von Geländepraktika vorgenommen wurden, und L. ELLENBERG steuerte eine Typisierung der gesteinsbedingten Unterschiede im Kliffformenschatz der Küsten von Gozo (Malta) bei, wobei er den anthropogenen Einfluß auf die Formung zahlreicher Küstenabschnitte besonders hervorhob.

Aus Düsseldorf waren gleich drei Geographen auf dem Symposium vertreten, deren Vorträge Modellvorstellungen zur Genese mariner Akkumulationsterrassen auf der Grundlage von Feldarbeiten bei Metapont (H. BRÜCKNER), die chronostratigraphische Gliederung molluskenführender „Beachrock-Generationen“ im nördlichen Latium mit Hilfe der Elektronenspin-Resonanz-Altersbestimmungsmethode (U. RADTKE) sowie die mittels $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ - und ESR-Datierungen an Mollusken und Calcitkrusten untersuchte Küstenentwicklung der Halbinsel Yucatan im Verlauf des Quartärs (A. GERSTENHAUER in Zusammenarbeit mit U. RADTKE und A. MANGINI, Heidelberg) zum Inhalt hatten.

In das mikromorphologische und mikroökologische Milieu und in die rezenten morphodynamischen Prozesse an Felsküsten führten die Beiträge von R. FISCHER und L. ZIMMERMANN ein. Konzentrierte sich die Darlegung FISCHERS auf die bioerosive Zerstörung selbst harter Gesteine (Radiolarite, Basalte) der tropischen Pazifikküste Costa Ricas durch die Krebsart *Alpheus saxidomus* und Seeigel der Species *Diadema mexicana*, wobei der Referent hervorhob, daß Bioerosion ein gesteinsunabhängiger Prozeß sei, so waren die Ausführungen von ZIMMERMANN den Beziehungen zwischen der biokonstruktiven Siedlungstätigkeit von Seepocken (insbes. Chthamalidae) einerseits und der biokorrosiven Wirkung endolithischer Algen resp. der bioabrasiven Tätigkeit weidender Gastropoden und Placophoren im litoralen Biokarst andererseits gewidmet. Dabei konnte der Referent am Beispiel mikro- und mesotidal beeinflusster Karbonatgesteinsküsten in Kreta, Südspanien und Südafrika eine teilweise opulente und formenreiche Kleinstriffbildung durch Seepocken belegen, die z.T. verblüffende Formenkonvergenzen zu eulitoraligen Kalkrotalgen-Terrassen (algal terraces) resp. zu anorganischen Sinterterrassen aufweist und das Untergrundssubstrat vor biogenem Abtrag schützt.

Mittels seit Ende der 60er Jahre durchgeführter multitemporaler Untersuchungen ausgewählter Lokalitäten (Troia, Melides-Sto. André, Sines) belegte F. WIENEKE die massiven anthropogenen Eingriffe an der portugiesischen Alentejoküste innerhalb der letzten 10 Jahre, welche teils direkter Art mit technogener Formung, teils indirekter Art mit zerstörerischen Rückwirkungen auf das Küstenrelief sind. Über die Aspekte der naturwissenschaftlich orientierten Küstenforschung hinaus wies abschließend D. UTHOFF mit seinem programmatischen Referat über wirtschafts- und kulturgeographische Forschungsperspektiven im Bereich der Küsten und Meere, in dem er vor dem Hintergrund der zunehmenden Nutzungsvielfalt, Nutzungskonflikte und Nutzungsintensität der Ozeane und ihrer Küsten für eine stärker marin orientierte Anthropogeographie auf der Grundlage von Elementaranalysen aller Formen der Meeresnutzung und weltweiter Nutzungskartierungen plädierte und Wege zu einer marinen Wirtschaftsgeographie skizzierte, welche zur Grundlage für eine immer dringlicher werdende Raumordnung in Küstengewässern und Meeren werden könnte.

In der Abschlußdiskussion waren sich alle Teilnehmer über den Erfolg und hohen Bildungswert des Symposiums einig und sprachen sich geschlossen für eine möglichst baldige Fortsetzung dieser Form des fachübergreifenden Gedankenaustauschs aus, welche mittel-

fristig die besten Chancen bietet, zu einer verstärkten interdisziplinären Zusammenarbeit zu kommen, wie sie angesichts immer komplexer werdender Probleme in einer mannigfaltig bedrohten Umwelt nicht nur auf dem Gebiet der Küstenforschung immer notwendiger wird.

Dank hat der Universität Essen zu gelten für ihre großzügige finanzielle Unterstützung des Symposiums; Dank gilt auch ihrem Rektor, dem Geologen Prof. Dr. Ing. PETER NEUMANN-MAHLKAU, der durch sein persönliches Erscheinen und die Eröffnung des Symposiums das Interesse dieser jungen Hochschule an der Förderung der Geowissenschaften auch auf dem Gebiet der Grundlagenforschung bewiesen hat. Ganz besonders aber muß dem Veranstalter, Herrn Prof. Dr. DIETER KELLETAT, gedankt werden, der zusammen mit seinen hilfsbereiten Mitarbeitern durch eine vorbildliche Organisation entscheidend zum wissenschaftlichen Gelingen und zur entspannten Atmosphäre der Tagung beigetragen hat.

Manuskript eingegangen am 15. 12. 1983

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	35	185—206 2 Abb., 2 Tab.	<i>Hannover 1984</i>
----------------------------------	----	---------------------------	----------------------

Arbeitsergebnisse der Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie

Stratotypen des Würm-Glazials

(Berichte der SEQS 6)

JEAN CHALINE & HERMANN JERZ

Symposium, excursion, subcommission of European quaternary stratigraphy, local area, classification, Würm glacial, paleoclimatology, correlation, magnetic field.
Alpenvorland, Bavarian alps, Bayern, Austria

Kurzfassung: Es wird über die Exkursionstagung der SEQS vom 11. bis 20. September 1983 in München, im nördlichen Alpenvorland und Nordalpengebiet (Süddeutschland und Österreich) berichtet. Auf dem Treffen wurde das Isar-Loisach- und das Inn-Gletschergebiet als Typusregion des Würm-Glazials ausgewählt. Als gleichwertige Typusregion wird das österreichische Traungletschergebiet angesehen. Auf der Grundlage der Stratotypen von Samerberg bei Rosenheim und Baumkirchen bei Innsbruck wird vorgeschlagen, das Würm-Glazial in drei Abschnitte zu gliedern, in ein Unteres, Mittleres und Oberes Würm. Es wird hierzu die Entschließung von Bad Aussee vom 18.9.1983 bekanntgegeben.

Abschließend wird über die weiteren Pläne der SEQS berichtet.

Die Kommission verabschiedete im Anschluß an die Exkursionstagung (s. u.) folgende Entschließung:

I. „Das Isar-Loisach-Gletschergebiet (mit dem Würmsee) und das Inn-Gletschergebiet werden als Typusregion des Würm-Glazials ausgewählt. Das Traungletschergebiet gilt als gleichrangige Typusregion des Würm-Glazials.

II. Darüberhinaus wird für das Würm-Glazial folgendes vereinbart:

a. Die Sequenz von Samerberg bei Nußdorf am Inn wird als Typusprofil am Beginn des Würm vorgeschlagen.

b. Die Kommission empfiehlt weiter zu untersuchen, ob das Interglazial von Samerberg zeitgleich mit dem Eem ist. Dabei wird das Profil Mondsee, wo eine identische Sequenz — mit einem Interglazial mit Stadien und Interstadien — nachgewiesen ist, als wichtiges Vergleichsprofil angesehen.

Anschriften der Verfasser: Prof. Dr. J. Chaline, Centre de Géodynamique sédimentaire et Evolution géobiologique du C.N.R.S. (LA 157), Laboratoire de Préhistoire et Paléoécologie du Quaternaire de l'E.P.H.E. — Institut des Sciences de la Terre de l'Université de Dijon, 6, Bd Gabriel, F-21100 Dijon (France);

Dr. H. Jerz, Bayerisches Geologisches Landesamt München, Heßstr. 128, D-8000 München 40.

c. Das Würm wird in die drei Abschnitte 'Unteres, Mittleres und Oberes Würm' gegliedert:

(1) Das Untere Würm entspricht den beiden ersten Stadialen und Interstadialen. Im Profil Fluderbach von Samerberg beginnt das Würm mit der Pollenzone 13 (GRÜGER 1979), d.h. mit dem Ende einer Waldphase (mit *Pinus*) und mit dem Beginn einer waldlosen Phase (mit *Artemisia*).

(2) Das Mittlere Würm beginnt mit der auf das zweite Interstadial folgenden Kaltphase, d.h. mit der Pollenzone 26 von Samerberg (GRÜGER 1979).

Die Kommission ist der Auffassung, daß bei Korrelationen mit Lößgebieten das Mittel-Würm mit der z.T. mächtigen Sequenz aus Lösssedimenten beginnt, die auf die Humuszonen von Stillfried A (= Pedokomplex 3) folgt. (Es wird angenommen, daß der paläomagnetische 'Blake event' im Stillfried A liegt.)

(3) Das Obere Würm beginnt — nach lithologischen Kriterien — im Profil von Baumkirchen östlich Innsbruck mit dem Wechsel von den lakustrischen Tonen zu den darüber folgenden Vorstoßschottern. (Man muß dort noch weiter nach biostratigraphisch datierbaren Resten suchen.) Diese Grenze korrespondiert in Lößgebieten mit dem Auftreten von *Columella columella* (MART.) und mit dem Übergang von Stillfried B in den darauf folgenden Komplex mit Frostspalten.

d. Das Würm endet mit dem Beginn des Holozäns. Die Grenze ist in Zusammenarbeit mit der INQUA-Subkommission für die Pleistozän/Holozän-Grenze zu definieren.

III. Die Kommission empfiehlt weitere Studien in der Typusregion mit detaillierten lithologischen Untersuchungen.

IV. Die Kommission empfiehlt ergänzende Untersuchungen zur Verfeinerung der Biostratigraphie und der Chronostratigraphie (mit physikalischen Methoden) sowie für die Korrelation mit Profilen außerhalb der Typusregion."

[On the Results of the Sub-Commission on European Quaternary Stratigraphy: Stratotypes of the Würm Glaciation (Report SEQS 6)]

Abstract: This paper reports on the activity of the Sub-Commission on European Quaternary Stratigraphy (SEQS) during the meeting from 11th to 20th September 1983 in Munich, the Northern Alpine Foreland and Northern Alps, i.e. in the local area of Würm glaciation. At the conference the Isar-Loisach glacier area and the Inn glacier area were chosen as the type region for the Würm glacial period. The Austrian Traun glacier area was accepted as an equivalent type region.

Based of the Samerberg profile near Rosenheim and the Baumkirchen profile near Innsbruck it was agreed to subdivide the Würm stage into three substages: Lower, Middle and Upper Würm. The meeting was organized by the „Bayerisches Geologisches Landesamt München“ in cooperation with numerous other institutions and persons.

After the final discussion in Bad Aussee the following resolution was passed:

I. The Isar-Loisach glacier area (incl. Lake Würm) and the Inn glacier area are chosen as a type region for the Würm stage. The Traun glacier area is accepted equally as a type region of the Würm glacial period.

II. In addition the following proposals for the Würm glacial stage were agreed to:

a. The Sub-Commission proposes the Samerberg sequence near Nußdorf/Inn as the stratotype at the beginning of the Würm stage.

b. The Sub-Commission recommends further investigation in to whether the Samerberg interglacial belongs to the same period as the Eem stage. The Mondsee profile, where an identical sequence was established — with interglacial, stadials and interstadials — can be compared with Samerberg.

c. The Sub-Commission proposed the subdivision of the Würm stage into three sub-stages: Lower, Middle and Upper Würm:

(1.) The Lower Würm corresponds to the first two stadials and interstadials. In the profile Fluderbach at Samerberg the Würm period begins with the pollen zone 13 (GRÜGER 1979), that is with the end of a period of forests (with *pinus*) and with the start of a woodless period (with *artemisia*).

(2.) The Middle Würm begins with the cold period following the second interstadial, i.e. with the Samerberg pollen zone 26 (GRÜGER 1979).

The Sub-Commission holds the opinion that in loess areas the Middle Würm begins with the in some places immense sequence of loess sediments which overlie the Stillfried A humus zones (= pedocomplex 3). (It is assumed that the paleomagnetic „Blake event“ is situated within Stillfried A.)

(3.) The Upper Würm begins — according to lithological criteria — in the Baumkirchen-profile near Innsbruck with the change from the lacustrine clay to the overlying glacial advance gravel. Further samples of biostratigraphical datable fossils are needed.

This boundary corresponds in loess areas with the occurrence of *Columella columella* (MART.) and with the change from Stillfried B to the complex above with frost fissures.

d. The Würm stage ends with the beginning of the Holocene. The boundary must be defined in cooperation with the INQUA-Subcommission on the Pleistocene/Holocene boundary.

III. The Sub-Commission recommends further studies in the type region with detailed lithological investigations.

IV. The Sub-Commission recommends further investigations in order to refine the biostratigraphy (using physical methods) and to correlate profiles which are not situated in the type region.

1. Exkursionstagung der SEQS 1983

Die INQUA-Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie (S.E.Q.S.) traf sich im September 1983 zu einer wissenschaftlichen Sitzung in München und zu Exkursionen im nördlichen Alpenvorland und im Nordalpengebiet. Die Exkursionstagung wurde vom Bayerischen Geologischen Landesamt im Auftrag der Deutschen Subkommission für Quartärstratigraphie der DUGW organisiert und in Zusammenarbeit mit zahlreichen deutschen und österreichischen Universitätsinstituten vorbereitet:

Institut für Allgemeine und Angewandte Geologie der Universität München, Institut für Geophysik der Universität München, Geologisches Institut der Universität zu Köln, Botanisches Institut der Universität Hohenheim, Abteilung für Palynologie der Universität Göttingen, Institut für

Geologie der Technischen Universität Wien, Paläontologisches Institut der Universität Wien, Geologische Bundesanstalt Wien, Oberösterreichisches Landesmuseum Linz, Limnologisches Institut Mondsee, Institut für Botanik der Universität Innsbruck, Institut für Geographie der Universität Innsbruck, Institut für Geographie der Universität Salzburg.

Die Exkursionstagung wurde von der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG) unterstützt. Dafür sei ihr auch an dieser Stelle besonders gedankt.

Im Mittelpunkt der Exkursionstagung stand das Thema „Würm-Stratigraphie“. Die Veranstaltung bildete gewissermaßen eine Fortsetzung des Symposiums „Vistulian Stratigraphy“ 1979 in Polen zur Festlegung der Typusregion des Weichsel-Glazials (vgl. MEYER 1981).

1.1. Arbeitssitzung in München

Auf der wissenschaftlichen Sitzung mit Vorträgen zum Thema „Würm-Stratigraphie“ am 12. September 1983 im Geologischen Institut der Universität München haben 63 Quartärforscher aus 14 Ländern sowie zahlreiche Gäste und Studenten teilgenommen. Nach der offiziellen Eröffnung der Sitzung durch den Präsidenten der Subkommission, J. CHALINE (Dijon), und der Begrüßung durch den Vorsitzenden der deutschen Subkommission für Quartärstratigraphie, F. GRUBE (Kiel) sowie durch J.H. ZIEGLER (Bayer. Geolog. Landesamt München) wurden 15 Referate gehalten. Den Einführungsvortrag hielt B. FRENZEL (Stuttgart-Hohenheim) über „Grundprobleme der Gliederung der letzten Eiszeit in Süddeutschland“.

Mit regionalen Forschungen und Ergebnissen befaßten sich in ihren Referaten M. CAMPY (Besançon), J. CHALINE (Dijon), E.E. DROZDOWSKI (Toruń), O. EROL (Ankara), G. GLÜCKERT (Turku), H. JERZ (München), M. KÜTTEL (Stuttgart — Bern), A. SCHREINER (Freiburg), URBAN-KÜTTEL (Stuttgart — Bonn) und J. VANDENBERGHE (Amsterdam). Zum Themenkreis Altersbestimmungen und Paläomagnetismus referierten R. GRÜN (Köln), G.J. HENNIG (Hannover), N. PETERSEN (München) und H. FINCKH (Erlangen). Die Diskussionen leiteten G. LÜTTIG (Erlangen), M.A. GEYH (Hannover), G.M. RICHMOND (Denver) und W.H. ZAGWIJN (Haarlem).

Einige Kurzfassungen der gehaltenen Vorträge sind diesem Bericht angefügt (vgl. S. 192 ff.).

1.2. Exkursionen

An der Führung der Exkursionen beteiligten sich rd. 25 Wissenschaftler, deren Beiträge größtenteils in den Exkursionsführern zusammengestellt sind (s. Schriftenverz. unter FRENZEL und INQUA).

1.2.1. Eine Vorexkursion führte am 11.9.1983 unter Leitung von B. FRENZEL (Hohenheim) von Stuttgart durch das schwäbische Alpenvorland nach München. Dabei wurden die erneut bearbeiteten Interglazialvorkommen von Krumbach bei Bad Buchau und Pfefferbühl nordöstlich Füssen besucht.

1.2.2. Die Hauptexkursion vom 13. bis 19.9.1983, organisiert von H. JERZ (München) und D. VAN HUSEN (Wien), führte vom Isar-Loisach- in das Inn-Chiemsee- und in das Salzach-Saalach-Gletschergebiet und von dort in das österreichische Traungletscher- und Dachstein-Gebiet. Es wurden rd. 30 Aufschlüsse bzw. Stellen für geologische Überblicke besucht.

Isar-Loisach-Gletschergebiet (13./14.9.1983):

Unterhaching-Taufkirchen (südlich München): Aufbau der Münchener Schotterebene mit Niederterrassenschotter / Hochterrassenschotter / Jüngerer Deckenschotter

Schäftlarn: Endmoränen des würmeiszeitlichen und rißeiszeitlichen Isarvorlandgletschers; Geomorphologie und Bodenbildungen

Wolfratshausen-Schleierloh und Gelting: Glaziale Übertiefung im Wolfratshausener Zungenbecken; Alter des spätglazialen Wolfratshausener Sees

Herrnhagen: Würmmoräne / frühglazialer Schotter (in Bohrungen: warmzeitliche Schieferkohle)

Eurach: Würmmoräne / hochglazialer Vorstoßschotter / Interglazial (Eem)

Breinetsried: Würmmoräne / hochglazialer Vorstoßschotter / frühglazialer Schotter, darin Schieferkohle-Horizont (Frühwürm-Interstadial)

Großweil-Gstaig: Würmmoräne / hochglazialer Vorstoßschotter / frühglazialer Schotter (in Bohrungen: Schieferkohle)

Schwaiganger: Würmmoräne / hochglazialer Vorstoßschotter / frühglazialer Schotter, darin zwei Schieferkohle-Horizonte (Frühwürm-Interstadiale)

Walchensee: Würmmoräne mit Fernmaterial / Schwemmfächer aus Lokalmaterial

Mittenwald („Isarhorn“: Würmmoräne / hochglaziale Vorstoßschotter / frühglaziale Bänder tone (Beispiel einer „Glazialen Serie“);

Lokalmoränen des Spätglazials (oberhalb 1100 m ü.NN): Steinach-Gschnitz- und Daun-Egesen-Vorstoßphasen

Leutasch: Rückzugsmoränen des Ferngletschers (? Bühl 3); Glazialmorphologie.

Inn-Gletschergebiet (15.9.1983):

Zirler Berg: Überblick über das Inntalquartär (u.a. „Inntal-Mittelgebirge“)

Baumkirchen (östlich Innsbruck): Würmmoräne / hochglaziale Vorstoßschotter / Bänder tone mit Pflanzenresten; Typusprofil für das Mittlere Würm

Samerberg (östlich Nußdorf a. Inn) mit Profil Fluderbach und Bohrung Samerberg 1: Würmmoräne / Seeablagerungen mit 3 Interstadialen im Frühwürm / Interglaziale Seesedimente (Eem); Typusprofil für das Untere Würm. — Bohrung Samerberg 2 mit älterem Interglazial (Holstein)

Irschenberg: Endmoränen und Rückzugsphasen; über das Alter der Endmoränenstände

Rosenheim: Besuch der Ausstellung „Der Samerberg im Eiszeitalter“ im Heimatmuseum in Rosenheim, eingerichtet vom Bayerischen Geologischen Landesamt unter Verwendung der Exponate von M. PRÖBSTL (Nußdorf/Inn).

Salzach-Saalach-Gletschergebiet (16.9.1983):

Neukirchen-Hochhorn: Endmoränen und Rückzugsphasen; spätglaziale Seen- und Flußgeschichte

Aicher Filz: Vegetationsentwicklung im Spätglazial

Lampoding: Drumlinfeld; Eiszerfall im Spätglazial

Fridolfing: Spätglazial-Terrassen zwischen Laufen und Burghausen

Osing: „Laufenschotter“ (hochglaziale Vorstoßschotter)

Traun-Gletschergebiet (17/18.9.1983):

Zeller See: Endmoränen des Zeller See-Eisstromes des Traun-Gletschers; Geomorphologie Mondsee, Profile Steinerbach und Pichlerhang: Würmmoräne / Seeablagerungen mit 3 Interstadialen im Frühwürm / Interglaziale Seesedimente (Eem); Typusprofil für das Untere Würm

Bad Aussee: Würmmoräne / Vorstoßschotter (Liegendes: verwitterte Grundmoräne)

Bad Goisern u.a.: Zum Ablauf des Hoch- und Spätglazials, Rückzugs- und Wiedervorstoßphasen; Vorstoßschotter, Grundmoräne, Endmoränen, Deltaschüttungen

Ramsau (Bad Goisern), Ödensee (Kainisch), Rödschitz (Mitterndorf): Spätglazial im Trauntal und im Mitterndorfer Becken

Krippenstein (Dachstein): Übersicht über die spätglazialen Gletscherstände im Traungletschergebiet und über die heutige Vergletscherung am Dachstein.

Rückfahrt über Hallstatt, Bad Ischl, St. Gilgen und Fuschl nach Salzburg; Ende der Hauptexkursion.

1.2.3. Eine Nachexkursion am 19. (ab mittag) und 20.9.1983 unter der Leitung von W.D. GRIMM und G. DOPPLER (München) führte ab Salzburg zu älteren pleistozänen Bildungen im Salzachgletschervorland, u.a. nach Sonnleithen bei Mauerkirchen und Uttendorf (Oberösterreich), nach Burghausen und Kloster Baumburg. W.D. GRIMM gab bereits in Freilassing bei der Kommissionssitzung am 16.9.83 einen Überblick über „Die alt- und mittelpleistozänen Ablagerungen am Nordrand des Salzachvorlandgletschers“.

Auf der Rückfahrt nach München, mit Halt in Wasserburg, wurden die Endmoränen des würmeiszeitlichen Inn-Chiemseegletschers und ein zur Münchener Schotterebene zählendes Niederterrassenfeld gequert.

1.3. Abschlußresolution

Auf der Sitzung der SEQS am 18.9.1983 in Bad Aussee wurde das Isar-Loisach- und das Inngebiet als Typusregion des Würm-Glazials vorgeschlagen. Von grundlegender Bedeutung sind hierbei die Profile von Samerberg bei Rosenheim (GRÜGER 1979, 1983; JERZ 1979, 1983) und Baumkirchen bei Innsbruck (FLURI 1973 und weitere Arbeiten). Als weitere Typusregion wurde das österreichische Traun-Gletschergebiet mit dem Profil Mondsee vorgeschlagen (VAN HUSEN 1977; KLAUS 1976) (Text der Resolution s. S. 185–187).

1.4. Ergänzende Bemerkungen

Die Exkursionstagung der SEQS hat wiederum die große Bedeutung palynologischer Untersuchungen bei der zeitlich-klimatischen Erforschung des Würm-Glazials deutlich gemacht. Sie hat aber auch gezeigt, daß mit sedimentpetrographischen Methoden wichtige Ergebnisse für stratigraphische Aussagen erzielt werden können. Die gezeigten Profile sowie die paläontologischen und sedimentologischen Analysen erlauben insgesamt eine Rekonstruktion der großen Linien im zeitlichen Ablauf der Würmvereisung, und zwar gleichermaßen gut im Isar-Loisach-, im Inn- und im Traun-Gletschergebiet.

Auf der Exkursionstagung bildete die Frage „Entsprechen das Interglazial von Samerberg 1 und das Interglazial von Mondsee dem norddeutschen Eem?“ ein besonders heftig diskutiertes Thema. Von der Mehrheit der teilnehmenden Paläobotaniker wurde diese Frage bejaht. In diesem Zusammenhang wurde wiederholt auf ein identisches Muster von

Klimarückschlägen nach dem letzten Interglazial in beiden Gebieten hingewiesen. Gewisse Unterschiede in den Riß/Würm-interglazialen Pollenprofilen des Alpenvorlandes (u.a. Zeifen, Eurach, Samerberg) können einwanderungsgeschichtlich, konkurrenzökologisch und lokalklimatisch erklärt werden (WELTEN 1981 u. schriftl. Mitt. 1983).

Bei der vorläufigen Grenzziehung zwischen einem Unteren und einem Mittleren Würm war der Vorschlag maßgebend, den unteren würmzeitlichen Abschnitt mit dem Ende der Phase der bedeutenden Klimaschwankungen enden zu lassen. Dies entspricht etwa auch dem Ende von Stillfried A.

Für die Zeit des Unteren und Mittleren Würm weisen Lokalitäten wie Großweil-Gstaig, Schwaiganger, Höfen und Breinetsried wichtige stratigraphische Profile auf (vgl. JERZ & ULRICH 1983, PESCHKE 1983). U/Th-Datierungen liegen zum Teil vor. Das Obere Würm, welches das Hochglazial und das Spätglazial umfaßt, beginnt etwa mit dem Vorstoßschotter im Inntal um 25000 B.P. Die würmzeitliche Vorlandvergletscherung scheint einem großen Eisvorstoß zu entsprechen, der um ca. 20000 B.P. sein Maximum erreicht hat. Als das Ende des Hochglazials bzw. als den Beginn des Spätglazials kann der erste große Zusammenbruch des Gletschereises im Alpenvorland — mit dem Rückzug der Gletscher in die Zungenbecken — angesehen werden. Der weitere Eistrückzug war praktisch mit dem Bölling-Alleröd-Komplex beendet.

Wünschenswert bleibt eine baldige Absicherung der stratigraphischen Befunde und Gliederungsvorschläge mit absoluten Altersdaten.

2. Weitere Arbeiten

Das nächste Treffen der S.E.Q.S. findet in der Zeit vom 13.9. bis 19.9.1984 in Frankreich statt. Vorgesehen ist eine Exkursion von Strasbourg nach Lyon, u.a. im Oberrheintal, in den Vogesen, im Jura und im Rhonetal. Schwerpunkte bilden 'glaziale, fluvioglaziale, lakustrische Sedimente und Karstfüllungen'. Das Thema eines Symposiums am 15.9.1984 in Besançon lautet: „Dynamical and chronological relations between glacial and periglacial deposits“. Das Arbeitstreffen wird von M. Campy, Laboratoire de Géologie Historique, Institut des Sciences Naturelles, F-25030 Besançon vorbereitet.

Die weiteren Pläne der SEQS werden sich auf die Stratigraphie des Mittel- und Altpleistozäns konzentrieren; u.a. ist 1986 in Norddeutschland ein Symposium mit dem Thema „Holstein-Interglazial“ geplant.

Schriftenverzeichnis

- CHALINE, J. & JERZ, H. (1983): Proposition de création d'un étage würmien par la sous-commission de Stratigraphie du Quaternaire européen de l'INQUA. — Bull. de l'Association française pour l'étude du Quaternaire, 16: 149–152, Paris.
- FLIRI, F. (1973): Beiträge zur Geschichte der alpinen Würmvereisung: Forschungen am Bänderton von Baumkirchen (Inntal, Nordtirol). — Z. Geomorph. N.F. Suppl. Bd. 16: 1–14, Berlin-Stuttgart. — (s.d. weitere Literatur).
- FRENZEL, B. (1983): Führer zur Vorexkursion am 11.9.1983 der Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie. — 16 S., Stuttgart-Hohenheim (Botan. Inst. Univ. Hohenheim).
- GRÜGER, E. (1979 a): Spätriß, Riß/Würm und Frühwürm am Samerberg in Oberbayern — ein vegetationsgeschichtlicher Beitrag zur Gliederung des Jungpleistozäns. — Geologica Bavarica, 80: 5–64, München.

- GRÜGER, E. (1979 b): Die Seeablagerungen vom Samerberg/Obb. und ihre Stellung im Jungpleistozän. — *Eiszeitalter und Gegenwart*, 29: 23–34, Hannover.
- (1983): Untersuchungen zur Gliederung und Vegetationsgeschichte des Mittelpleistozäns am Samerberg in Oberbayern. — *Geologica Bavarica*, 84: 21–40, München.
- HUSEN, D. VAN (1977): Zur Fazies und Stratigraphie der jungpleistozänen Ablagerungen im Trauntal. — *Jb. Geol. B.-Anst.*, 120 (1): 1–130, Wien.
- INQUA-SUBKOMMISSION FÜR EUROPÄISCHE QUARTÄRSTRATIGRAPHIE (1983): Führer zu den Exkursionen der Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie im Nördlichen Alpenvorland und Nordalpengebiet (Bayern, Tirol, Salzburger Land, Oberösterreich), mit Beiträgen von BLUDAU, M., BORTENSCHLAGER, S., DOPPLER, G., DRAXLER, I., DREESBACH, R., FLIRI, F., FRENZEL, B., GRIMM, W.-D., GROTTENTHALER, W., GRUBE, F., GRÜGER, E., HELLER, F., VAN HUSEN, D., JERZ, H., KLAUS, W., KOHL, H., KOVANDA, J., PATZELT, G., PESCHKE, P., PETERSEN, N., OLLI-VESALAINEN, M., SCHMIDT, R., WISSELT, R. & ZIEGLER, J.H. — 228 S., München.
- JERZ, H. (1983): Die Bohrung Samerberg 2 östlich Nußdorf am Inn. — *Geologica Bavarica*, 84: 5–16, München.
- JERZ, H. & ULRICH, R. (1983): Die Schieferkohlevorkommen von Großweil und Schwaiganger. — *Geologica Bavarica*, 84: 47–68, München.
- JERZ, H., BADER, K. & PRÖBSTL, M. (1979): Zum Interglazialvorkommen vom Samerberg bei Nußdorf am Inn. — *Geologica Bavarica*, 80: 65–71, München 1979 — (Ergebnisse der Bohrung Samerberg 1).
- KLAUS, W. (1976): Das Riß/Würm-Interglazial von Mondsee. — *Mitt. d. Komm. f. Quartärforsch. d. Österr. Akad. Wissensch.*, 1: 14–24, Wien.
- MEYER, K.-D. (1981): Arbeitsergebnisse der Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie: Stratotypen des Elster- und Weichsel-Glazials. — (Berichte der SEQS 4) — *Eiszeitalter und Gegenwart*, 31: 203–209, Hannover.
- PESCHKE, P. (1983): Palynologische Untersuchungen interstadialer Schieferkohlen aus dem schwäbisch-oberbayerischen Alpenvorland. — *Geologica Bavarica*, 84: 69–99, München.
- 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.

Manuskript eingegangen am 3.2.1984

Fachvorträge (Kurzfassungen)

The Würmian Period in the Jura Range (France)

DR. MICHEL CAMPY

Laboratoire de Géologie Historique et Paléontologie, Université de Besançon (France)

Würmian age deposits are present in the Jura range by two main sets:

- Karstic fillings piled up in fossil caves especially at the porch.
- Glacial formations in a broad meaning (tills, fluvio-glacial and glaciolacustrine) belonging to the „inner moraines“ complex.

Lithostratigraphic, biostratigraphic and chronostratigraphic studies of these two sedimentary sets allow to give a chronological and paleoclimatic synthesis of the würmian period for this area.

Karstic Fillings

Four stratigraphic sequences of cave porch have been studied: caves of Echenoz, Gigny, Casamene and Rurey. These sites formed the subject of archaeological diggings during the last ten years and their prehistoric, sedimentary and paleontological contents has been studied by several research workers. The synthesis of the main results is as follows:

1. Sedimentary sequences have placed themselves in position essentially during the early Würm. The archaeological contents is represented almost exclusively by mousterian industries.

2. An important erosional gap with some reworked deposits of little importance seems to represent the late Würm before restarting of late glacial sedimentation.

3. Sedimentary sequences of the early Würm may be divided into two sub-sets:

— at the bottom, there are deposits showing cold and dry sedimentary and faunal features („steppic“ environment).

→ Gigny I stade

— at the top, there are deposits showing very cold and wet sedimentary and faunal features (wet „arctic“ environment).

→ Gigny II stade

4. An erosional gap has been noted at the bottom of the sedimentary sequence, where signs of cold climates appear without any intermediate stage on the stalagmitic floor of the interglacial period.

5. This sedimentary complex implies numerous gullying phases inside the deposit which looks very lacunar and without continuous sedimentation.

This period of the early Würm does not seem to agree with a glacial phase in a strict meaning in the Jura range, but rather looks as a more or less active periglacial environment according to the ages.

Glacial Formations

The inner moraines complex is specified very well along the western border of the Jura range, in the form of a series of terminal moraines settled by glacier tongues issuing from an ice cap; this one is 100 kilometres long and 40 kilometres wide in its central part.

During the highest efficiency of its spreading, the glacial phase was marked out by a series of proglacial lakes in which melting water accumulated and also carried materials (coarse deltas and fine varved basal deposits).

Chronologic components enable to place this glacial phase at the beginning of the late Würm (Würm III) about — 25.000 and — 15.000. As a matter of fact, it has been possible to date the first supra-morainic lacustrine deposits as belonging to the early Dryas and the chronological situation of the karstic fillings has shown that no typical glacial phase was able to be revealed before 25.000 years.

This glacial phase would be responsible for the absence of deposits abounding in Mammalia fauna in the karstic fillings and also for the absence of prehistoric industries dated as upper Paleolithic in the area (aurignaco-perigordian complex, Solutrean and early Magdalenian).

Moreover, all absolute datings made from C 14 have shown an obvious lack during this period expressing a complete absence of organic deposits (animal and vegetable kingdom) during this cold and wet period productive of glaciers.

The moraines resulting from the highest efficiency of the spreading of this glacial phase are present especially in the Combe d'Ain.

→ Combe d'Ain stade

Conclusion

The würmian period may be subdivided into three major phases in the Jura range:

— a steppic phase with climatic conditions of moderate periglacial type

→ Gigny I stade (Würm I ?).

— a wet arctic phase with climatic conditions of strict periglacial type

→ Gigny II stade (Würm II ?).

— a very wet arctic phase producing the spreading out of an ice cap on the Jura range

→ Combe d'Ain stade (Würm III ?)

The late glacial period (Würm IV) is characterized by a complete glacier retreat and the return of standard vegetation.

Würm-Stratigraphie der Zentralschweiz

DR. MEINRAD KÜTTEL

Universität Hohenheim, Institut f. Botanik, D-7000 Stuttgart 70

Im Gebiet des ehemaligen Reuss/Aaregletschers wurden Ablagerungen pollenanalytisch untersucht, deren relative zeitliche Stellung zueinander klar ist. Daraus wurde in erster Linie eine Biostratigraphie entwickelt, auf der eine vorwiegend regionale Chronostratigraphie basiert. Für die zeitliche Einordnung stehen zwei Angelpunkte zur Verfügung, nämlich die böllingzeitliche Sukzession (zum Beispiel im Profil Uffikon) und das von WEGMÜLLER (1982) ins Riss/Würm eingestufte Interglazial von Gondiswil, das im Hangenden eine Folge von Interstadialen und Stadialen aufweist, die denen des Profils Zell entsprechen. Der Vergleich des generellen klimatischen Verlaufes mit der $^{18}/^{16}\text{O}$ -Stratigraphie der Tiefsee ergab eine erste vorläufige zeitliche Einstufung der Biozonen.

Zur Tabelle: Aus insgesamt 21 Diagrammen sind drei repräsentative ausgewählt und sehr stark vereinfacht wiedergegeben. Die Tiefen sind in cm angegeben. Die durchgezogene Kurve in den Profilen Zell und Wyher zeigt das Verhältnis des Baumpollens zum Nichtbaumpollen. Punktiert sind Poaceae eingetragen. Im Profil von Uffikon finden sich neben

der Baumpollensummenkurve (durchgezogen) die Kurve der Poaceae (durchgezogen) und die von *Artemisia*. In der Spalte Biostratigraphie markiert die Wellenlinie größere Diskordanzen.

Die vollständigen Ergebnisse sind in KÜTTEL (1983) niedergelegt.

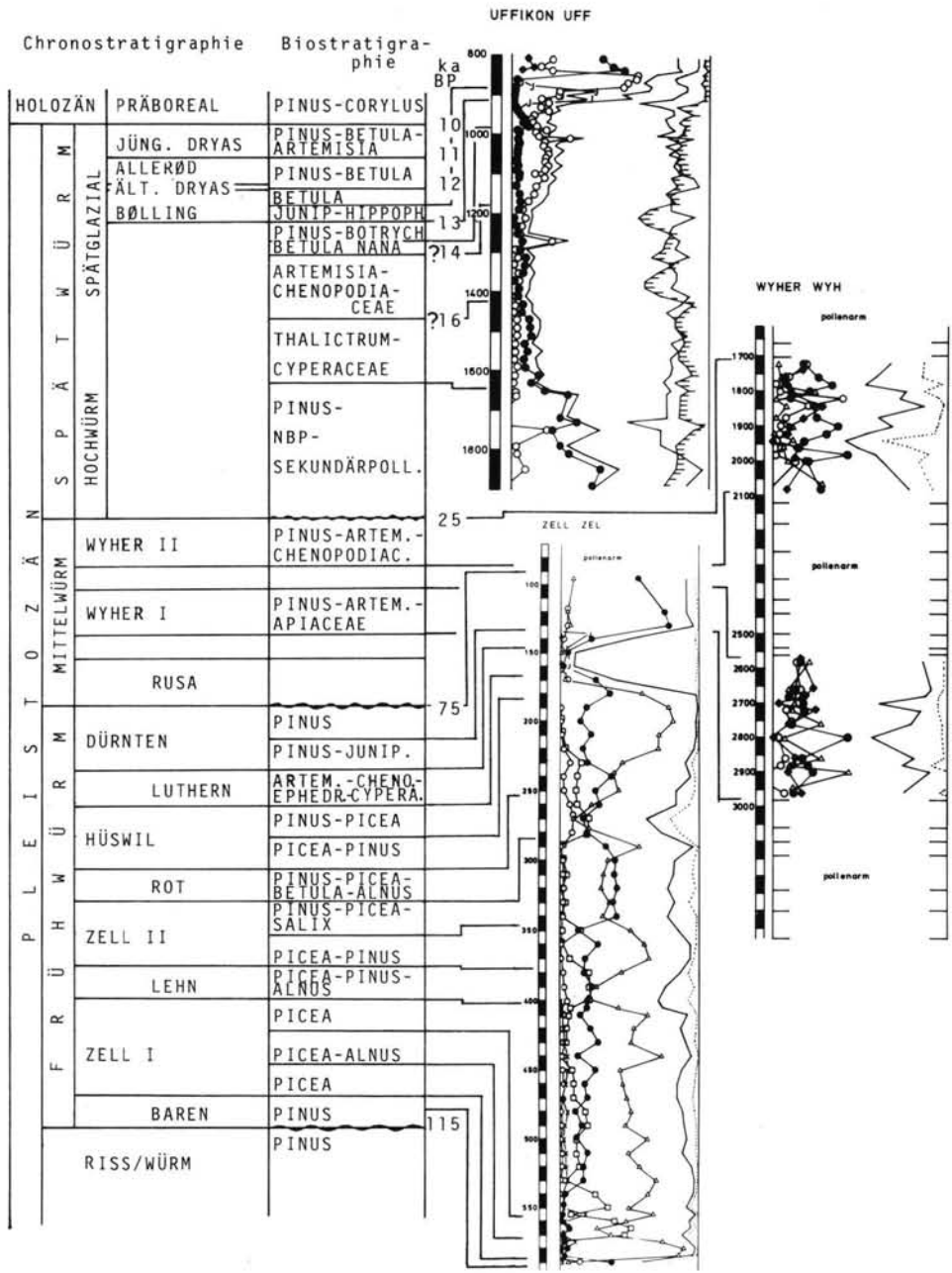


Tabelle 1

- KÜTTEL, M. (1983): Züge der jungpleistozänen Vegetations- und Landschaftsgeschichte der Zentralschweiz. — Manuskript 215 S.
- WEGMÜLLER, S. (1982): Die Schieferkohlenlager von Gondiswil — Ufhusen. — *Physische Geographie*, 7: 81–89; Zürich.

Climatic Evolution during the Weichselian Pleniglacial in The Netherlands and Northern Belgium

DR. JEFF VANDENBERGHE

Vrije Universiteit Amsterdam, Instituut voor Aardwetenschappen,
NL-1011 MC Amsterdam (Holland).

Climatic conditions may be described by a lot of parameters. Temperature values and humidity rates are most important. Periglacial features occur only within or below certain temperature levels. These may thus be derived from the occurring periglacial phenomena. Another significant source of information is formed by the floristic and faunistic composition which requires definite conditions of temperature. Additional data may be provided by sedimentary characteristics and geomorphological events especially as concerns the amount of precipitation and the activity of the wind. In order to get a reliable reconstruction of paleo-environment and paleoclimate, however, it is very important to date precisely the observed phenomena. Therefore it is necessary to fix their position in a stratigraphical framework. As the number of acceptable absolute datings in the Weichselian Pleniglacial is very restricted, lithostratigraphy is necessary to place the derived climatic conditions in a (relative) time scale.

The actual climatic situations in which the different periglacial phenomena may develop are described recently by KARTE (1979). Based on his criteria, especially maximum mean annual temperatures may be derived. Requirements for the vegetation are generally expressed by minimum mean summer temperatures (e.g. KOLSTRUP & WIJMSTRA, 1977; KOLSTRUP, 1980). The data for the reconstruction of the climatic sequence are collected by the author in the southern Netherlands and northern Belgium (VANDENBERGHE, 1981; VANDENBERGHE & KROOK, 1981; VANDENBERGHE & VAN DEN BROEK, 1982), supplemented by some additional pollen diagrams from adjacent regions by ZAGWIJN (1974), KOLSTRUP & WIJMSTRA (1977) and KOLSTRUP (1980).

The Weichselian Pleniglacial starts with ice-wedge formation pointing to mean annual temperatures $\leq -6^{\circ}$. This period of permafrost is to be situated between 55.000 years BP and the Brørup-interstadial (VANDENBERGHE & VAN DEN BROEK, 1982). This corresponds with the age of 62.000 to 70.000 BP attributed by MOOK & WOILLARD (1982) to the cold phase at the beginning of the Middle Weichselian. Afterwards permafrost degraded and conditions became slowly milder. The landscape was generally bare and dominated by wind activity. Better conditions culminated in the Riel-interstadial which is slightly older than 50.000 BP (mean July temperature: ca. 13°). From this time on vegetation was present in the $\pm$ humid depressions but was generally lacking on the dry interfluvies, where loess or coversand deposition prevailed. The period between 50.000 and 25.000 BP shows rather constant conditions (ca. 1° mean annual temperature, ca. 10° in July and ca. -9° in January) with superposition of some minor oscillations (max. 3° difference). Pollen spectra indicate conditions of open to shrub tundra (ZAGWIJN, 1974). Periglacial phenomena pointing to deep seasonal frost occur only during the cold oscillations.

A very cold phase is revealed especially by periglacial features (ice- and sandwedge casts) pointing to mean annual temperatures of -6 to -12° . However, summer temperatures indicated by the presence of some floristic species were not lower than 6 to 10° . In this period (24.000 to ca. 17.000 BP) continuous permafrost was present perhaps interrupted for some times. This cold phase corresponds to the maximum of the last big extension of ice sheets and glaciers. Due to the very dry climate and the strong wind activity during the last part of the Pleniglacial fluvial activity was practically unexisting and vegetation was very scarce.

The long, relatively milder interval between the two very cold periods has also been found in other regions: the Middle Wisconsin interstadial complex in North-America (starting at 65.000 BP) and the Upton Warren interstadial in England.

In accordance with MOOK & WOILLARD (1982) the first cold maximum in the Weichselian corresponds with the deep-sea stage 4 (between 61 and 73.000 BP), the succeeding long milder period with oxygen-isotope stage 3 (between 29 and 61.000 BP) and the second cold maximum with the middle and final part of stage 2 (ending at 11.000 BP).

KARTE, J., 1979 Räumliche Abgrenzung und regionale Differenzierung des Periglaziärs — Bochumer Geograph. Arbeiten 35, 211 p.

KOLSTRUP, E., 1980 Climate and stratigraphy in northwestern Europe between 30.000 B.P. and 13.000 B.P., with special reference to the Netherlands — Meded. Rijks Geol. Dienst 32—15, p. 181—253.

KOLSTRUP, E. & WIJNSTRA, T., 1977 A palynological investigation of the Moershoofd, Hengelo and Denekamp Interstadials in The Netherlands — Geologie en Mijnbouw 56, p. 85—102.

MOOK, W. & WOILLARD, G., 1982 Carbon-14 dates at Grande Pile: correlation of land and sea chronologies — Science 215, p. 159—161.

VANDENBERGHE, J., 1981 Weichselian stratigraphy in the southern Netherlands and northern Belgium — Quat. Studies in Poland 3, p. 111—118.

VANDENBERGHE, J. & KROOK, L., 1981 Stratigraphy and genesis of Pleistocene deposits at Alphen (southern Netherlands) — Geologie en Mijnbouw 60, p. 417—426.

VANDENBERGHE, J. & VAN DEN BROEK, P., 1982 Weichselian convolution phenomena and processes in fine sediments — Boreas 11, p. 299—315.

ZAGWIJN, W., 1974 Vegetation, climate and radiocarbon datings in the Late Pleistocene of The Netherlands, II: Middle Weichselian — Meded. Rijks Geol. Dienst 25-3, p. 101—111.

Moränenstratigraphie in Finnland

DR. GUNNAR GLÜCKERT

Turku University, Quaternary Geology, SF-20500 Turku (Finnland)

Bis vor zehn Jahren waren keine prähistorische Quartärablagerungen in Finnland bekannt. Es wurde angenommen, Finnland sei ein Exarationsgebiet, wo alle älteren Sedimente als Jungwürm völlig erodiert seien. Im Durchschnitt ist die Quartärdecke, die diskordant auf kristallinem Präkambrium liegt, besonders in Mittel- und Südfinnland sehr dünn, oft nur 2 bis 10 m mächtig.

In den letzten Jahren hat der „Geological Survey of Finland“ ein umfangreiches Moränenprojekt in Nordfinnland durchgeführt. Zweck dieser Untersuchung war die

Erzprospektierung; gleichzeitig wollte man die 10–30 mächtige Quartärdecke stratigraphisch besser kennenlernen. Außer einer Anzahl Bohrungen für geochemische Zwecke wurden mehrere hundert 5–6 m, max. 11 m tiefe Gruben mit großen Baggern aufgedigelt. Als Resultat dieser Untersuchung hat man eine ganz neue Auffassung über die jungquartäre Moränenstratigraphie bekommen. In den tiefsten Aufschlüssen wurden 3 bis 6 Moränenlager, submoräne Sand- und Siltschichten sowie organogene Ablagerungen entdeckt.

Die einzelnen 1–3 m mächtigen Moränenlager werden u.a. durch verschiedene Korngröße, Farbe, Struktur, Blockgehalt, mineralogische Zusammensetzung, Schwermineralgehalt, magnetische Eigenschaften und Einregelung (Fließrichtung) der Moränenpartikel unterschieden. Die sechs Moränenlager, I–VI, sind durch bestimmte Gletscher-Fließrichtungen gekennzeichnet und können stratigraphisch mit den entsprechenden Moränenlagern in anderen Gebieten korreliert werden. Die drei obersten Moränenlager in der Schichtenfolge, I, II und III, sind den verschiedenen Phasen der Würmeiszeit zuzuordnen, während die unteren älter als Würm sind; doch sie sind noch nicht datiert.

Im Zusammenhang mit dieser Untersuchung wurde eine Anzahl submoräner organogener Ablagerungen entdeckt, von denen ein großer Teil jedoch umgelagert ist. Bisher sind über 10 Würm/Riss (Eem)-Vorkommen in situ und etwa 50 Würm-Interstadialfunde in Finnland bekannt. Die Interglazialfunde sind außer durch Pollenanalyse auch mit ^{14}C -Methode datiert worden; die Datierungen liegen meist über 50000 BP. Die Interstadialfunde sind mit 42000–48000 BP datiert worden. Eine zuverlässige Chronologie der Quartärstratigraphie bedarf aber noch der Entwicklung und Anwendung neuer Methoden, die eine Aufgabe in den nächsten Jahren in Finnland sein wird.

Quaternary Stratigraphy of Turkey

PROF. DR. OGUZ EROL

Ankara Üniversitesi, Dil ve Tarih — Coğrafya Fakültesi, 135369 Ankara, Türkei

Stratigraphy of Quaternary marine, coastal and continental formations in Turkey have been influenced by Quaternary climatic fluctuations, sealevel changes and tectonic movements and therefore dating and correlation of different Quaternary sequences is fairly difficult problem. Basing mainly on his geomorphological researches the author has attempted to discuss these briefly:

Along the Mediterranean coastline there is principally a complete sequence of marine terraces and coastal sediments. In the Aegean a marine transgression from south to north have occurred during the Early to Middle Pleistocene. This Mediterranean transgression reached to Straits-Marmara and Black Sea following the Middle Pleistocene tectonic movements, and Tyrrhenian, Monastirian and Versilian (Uzunlar and Karangat at along the Black Sea coastline) marine formations have been developed as the result of this transgression. According to datings of the sediments of drill-cores near Troy (southern Dardanelles) there are sediments older than 39861 years B.P. which underlies the Holocene marine transgressive formations.

In the continental area of Anatolia, according to the author, there are complete Quaternary sequences of sediments with indications of cool-cold climatic phases in fluvial and pluvial basins. The sediments belonging to Würm pluvial are to be recognized more easily according to their geomorphological appearance, and some recent $\text{C } 14$ datings of pluvial

lake sediments have supported these observations. Because of different neotectonic characters of different pluvial basins the number and sequences of pluvial lake terraces and their deposits are also different.

Glacial deposits, eventually morains on the Anatolian Mountains are attributed principally to Würm Glacial, but according to some authors there may be some morains of Riss glacial age. Neotectonic and/or climatic reasons of the absence of older morains on Anatolian Mountains is another interesting subject of discussion.

Paleoclimatic Indications given by Speleothems, Spring Deposited Travertines and Marine Terraces

RAINER GRÜN, PROF. DR. KARL BRUNNACKER

(Geologisches Institut der Universität zu Köln, Züllicher Straße 49,
D-5000 Köln 1, F.R. Germany)

DR. GERD JOCHEN HENNIG

(Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Stilleweg 2,
D-3000 Hannover 51, F.R. Germany)

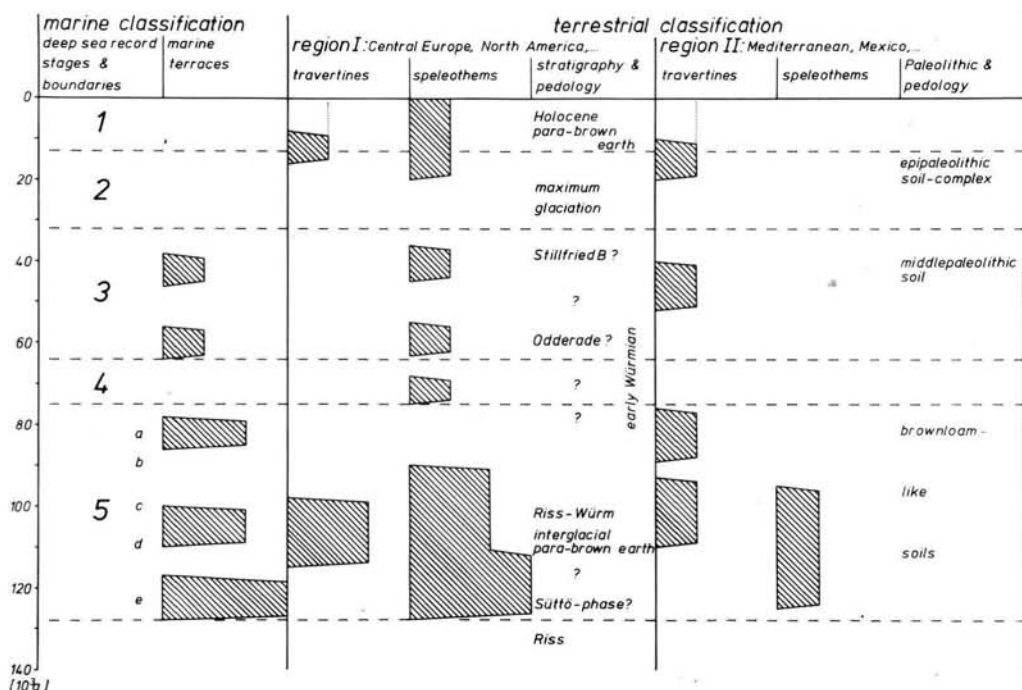


Fig. 1: Land-Sea-Correlation on the base of U-series analysis (GRÜN & BRUNNACKER 1983)

The growth of secondary calcite formations (speleothems, spring deposited travertines) are strongly influenced by climatic factors. CO_2 and organic acids produced by humic soils on limestones increase the dissolution of CaCO_3 with seepage waters, which will hence reach a higher level in $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ when seeping through the limestone rock. This higher Ca-concentration of the karst-waters will lead to an increased formation of speleothems as well as spring deposited travertines.

On a Quaternary time scale it is expected, that secondary calcites were formed during warm and humid climates (interglacials — interstadials), whereas the growth ceased during permafrost or glacial climates because of the lacking of seepage waters.

A high number of about 700 speleothems and about 150 spring deposited travertine age data given by U-series analysis were collected. These data were plotted as histograms and also as error-weighted frequency curves. Periods of most frequent speleothem growth turn out to be during approx. 90,000—130,000 yr and during the Holocene since about 15,000 yr (fig. 1). Periods beyond 150,000 yr cannot be yet recognized, because of the lack of sufficient results and the associated uncertainties of these in this age region.

A statistical evaluation of about 700 age data correlated with marine terraces show a maximum at about 125,000 yr.

A comparison of the frequency curves to the deep-sea core V28—238 oxigene isotope record (SHACKLETON & OPDYKE 1973) shows a clear relationship for the secondary calcites as well as the marine terraces, especially for the 5e-stage which is classified as the last high sea level. Minor maxima of the frequency curves can be correlated to warmer climatic phases during the last glaciation (Würm).

References

- GRÜN, R. & BRUNNACKER, K. (1983): Absolutes Alter jungpleistozäner Meeres-Terrassen und deren Korrelation mit der terrestrischen Entwicklung. — *Z. Geomorph. N.F.*, 27: 257—264, Berlin.
- SHACKLETON, N.J. & OPDYKE, N.D. (1973): Oxygen Isotope and Paleomagnetic Stratigraphy of Equatorial Pacific Core V28—238: Oxygen Isotope Temperatures and Ice Volumes on a 10^5 Year and 10^6 Year Scale. — *Quat. Res.*, 3: 39—55, Seattle.

Uranium Series Age Determination on Quaternary Geology

DR. GERD JOCHEN HENNIG

(Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Stilleweg 2, D-3000 Hannover 51)

Uranium series dating via Th-230/U-234 is a standard technique for marine chronology with increasing application to terrestrial and limnic carbonates as well.

In general, the isotopes of interest, U-238, U-234, Th-232, and Th-230 are determined by alpha-spectrometry after a laborious chemical separation of these trace elements from the matrix material. An alternative technique being hitherto seldom applied is the gamma-

spectrometric evaluation of these U- and Th-isotopes by means of gamma-active, short-lived daughter nuclides. In this case the samples can be measured directly without chemical separation. This great advantage is compensated by the less frequent gamma emissions and by the lower counting yield (efficiency) of a germanium (gamma) detector in comparison to a silicon surface barrier detector for alpha-counting. As a consequence, samples up to a few kgs are required for gamma-spectrometric age determination — instead of approx. 100 g.

Age determination of „pure“ carbonates such as speleothems and spring-deposited travertine is unproblematic in general. The reliability of the U-series data decreases, however, with an increasing content of allochthonous (detrital) materials such as clay, fossil limestone or dolomite, or Fe- and Mn-oxides and -hydroxides. As the amount of detrital Th-230 introduced by such materials can only be estimated (e.g. via Th-232), such corrected (lower) Th-230/U-234 ages will imply larger limits of uncertainty. Mechanical mineral separations of e.g. calcite from clay cannot overcome these difficulties due to very similar specific weights. In some cases, chemical separation techniques using EDTA or flotation are successful.

Apart from the well established application to Quaternary carbonates, U-series dating of crystalline magma (with mineral separation) and of peat has been reported several times. By reason of the high paleoclimatical interest in dating peat it is intended to perform a systematic study on biostratigraphically dated lignite profiles of the last 3 interglacials.

Läßt sich das Laschamp-Event in den Sedimenten des Inter-glazialsees vom Samerberg bei Rosenheim nachweisen?

PROF. DR. NIKOLAI PETERSEN

Institut für Allgemeine und Angewandte Geophysik der Ludw.-Max.-Universität München,
Theresienstraße 41, D-8000 München 2

DR. FRIEDRICH HELLER

Institut für Geophysik, ETH-Hönggerberg, CH-8093 Zürich

Die Existenz von kurzdauernden Umpolungen des Erdmagnetfeldes in der sog. Brunhes-Normal-Epoche (von heute bis 730 000 a zurück) ist umstritten. Tabelle 1 gibt eine Übersicht der in der Literatur diskutierten Ereignisse, wobei die besonders fragwürdigen Ereignisse (Events oder Excursions) mit „?“ bzw. „??“ gekennzeichnet sind.

Die Ablagerungen des Interglazialsees am Samerberg bei Rosenheim erstrecken sich altersmäßig über einen Zeitraum von etwa 20 000 a bis mindestens 130 000 a B.P. D.h. also, daß der Laschamp-Event in diesen Sedimenten zu finden sein sollte, falls hier tatsächlich eine durchgängige Sedimentation stattgefunden hat. Ebenso sollte der Blake-Event mit einem Alter von etwa 110 000 a in den Ablagerungen des Samerbergsees aufgezeichnet sein.

Die Hauptschwierigkeit beim Nachweis des Laschamp-Events besteht darin, daß es sich hier vermutlich um ein relativ kurzzeitiges Ereignis handelt, mit einer Dauer von vielleicht

weniger als 1000 Jahren. Dazu kommt, daß dabei möglicherweise keine vollständige Reversion des Erdmagnetfeldes stattgefunden hat.

Die Sedimente des Interglazial-Sees des Samerberg besitzen eine relativ starke natürliche remanente Magnetisierung (zwischen 10^{-5} und 10^{-6} Gauss), deren Träger vermutlich detritischer Magnetit ist. Die Magneto-Stratigraphie dieser Sedimente wurde an Bohrkernen der Samerberg-Bohrung 2 gemessen (Beschreibung der Bohrung Samerberg 2 siehe JERZ 1983).

Die Ergebnisse der Messungen an der Samerberg-Bohrung 2 sind in Abb. 1 dargestellt. Zu sehen ist eine Reihe von invers magnetisierten Proben. Wir vermuten jedoch, daß es sich in einigen Fällen um Fehlorientierung handelt. Vermutlich stellt die oberste deutlich ausgebildete Reversion den Blake-Event dar, was einer Zeitmarke von 110000 a entspräche. Diese Interpretation läßt sich gut mit der Einordnung einer Sand- und Kies-Lage unterhalb von Bohrmeter 23 als Reiß-Moräne (JERZ 1983) vereinbaren.

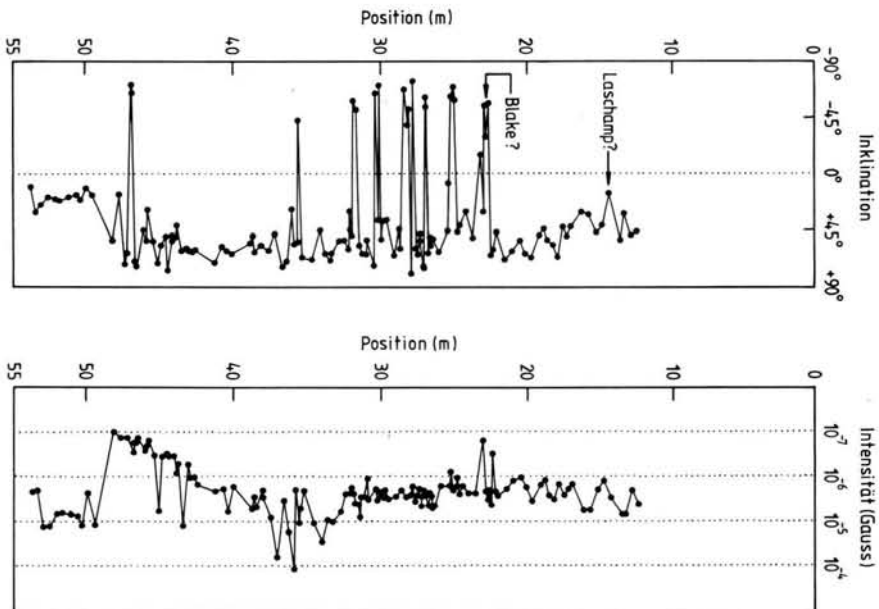


Abb. 1: Magnetostratigraphie der Bohrung Samerberg 2. Die See-Sedimente sind nach oben durch die Würm-Moräne begrenzt. Ein Teil der Magnetisierungs-Reversionen ist möglicherweise durch Fehlorientierung bei der Probennahme nur vorgetäuscht.

Was den Laschamp-Event angeht, so finden wir keinen sicheren Hinweis auf seine Existenz im untersuchten Bohrkern. Möglicherweise stellt die Zone flacher Inklination bei Bohrmeter 13 den Laschamp-Event dar, was also einem Alter von etwa 40000 a entsprechen würde.

Tabelle 1: Reversionen des Erdmagnetfeldes im Quartär
(umstrittene Ereignisse sind mit „?“ bzw. „??“ gekennzeichnet)

Alter (Mio. a)	Event oder Exkursion	Dauer (Mio. a)	Epoche	Lit.
0.012	Göthenburg ??	0.005	Brunhes	14
0.024	{ Mono Lake ? Lake Mungo ?	0.01	Brunhes	4
0.030		0.01	Brunhes	1
0.040 ± 0.005	Laschamp ?	0.01	Brunhes	2,5,6
0.110	Blake	0.01	Brunhes	17
0.180	{ Biwa 1 ? Jamaica ?	?	Brunhes	7
0.180		?	Brunhes	19
0.295	{ Biwa 2 ? Levantine ?	?	Brunhes	7
0.270		?	Brunhes	19
0.45 ± 0.05	{ Emperor Emperor Emperor Ureki DSDP Leg 73	?	Brunhes	16
0.46 ± 0.05		0.01	Brunhes	3
0.49 ± 0.05		0.01	Brunhes	18
0.50 ± 0.05		0.1 ?	Brunhes	8
0.45		?	Brunhes	15
0.72		0.01	Brun/Mat	13
0.73		0.01	Brun/Mat	11
0.90 bis 0.97	Jaramillo	0.07	Matuyama	11
0.89 bis 0.94	Jaramillo	0.05	Matuyama	13
1.12 ± 0.02	{ Cobb Mountain ? Komyoike ? N 3 ? DSDP Leg 73 ?	?	Matuyama	12
1.1 ± 0.1		?	Matuyama	10
1.3 ± 0.2		?	Matuyama	9
1.25		?	Matuyama	15
1.6 ± 0.1	{ Gilsá ? N 2 ?	0.02	Matuyama	13,10
1.6 ± 0.2		?	Matuyama	9
1.67 bis 1.87	Olduvai	0.20	Matuyama	11
1.76 bis 1.91	Olduvai	0.15	Matuyama	13

Mit { versehene Ereignisse repräsentieren vermutlich ein und denselben Event (oder Exkursion).

- (1) BARBETTI, M.F., McELHINNY, M.W.: The Lake Mungo geomagnetic excursion. *Phil. Trans. Roy. Soc. London, Ser. A*, **281**, 515–542, 1976.
 - (2) BONHOMMET, N. und BABKINE, J.: Sur la presence d'aimantations inverses dans la Chaîne des Puys. *C.R. Acad. Sci. Paris, B* **264**, 92–94, 1967.
 - (3) CHAMPION, D.E., DALRYMPLE, G.B. und KUNTZ, M.A.: Radiometric and paleomagnetic evidence for the Emperor reversed polarity event at 0.46 ± 0.05 m.y. in basalt lava flows from the eastern Snake River plain, Idaho. *Geophys. Res. Lett.* **8**, No. 10, 1055–1058, 1981.
 - (4) DENHAM, C.R.: Counter-clockwise motion of paleomagnetic directions 24 000 years ago at Mono Lake, California. *J. Geomagn. Geoelectr.* **26**, 487–498, 1974.
 - (5) GILLOT, D.Y., LABEYRIE, J., LAJ, C., VALLADAS, G., GUERIN, G., POUPEAU, G., DELIBIAS, G.: Age of the Laschamp paleomagnetic excursion revisited. *Earth Plan. Sci. Lett.*, **42**, 444–450, 1979.
 - (6) HELLER, F.: Self-reversal of natural remanent magnetization in the Olby-Laschamp lavas. *Nat.* **284**, 334–335, 1980.
- JERZ, H.: Die Bohrung Samerberg 2 östlich Nußdorf am Inn. *Geologica Bavarica*, **84**, 5–16, 1983.

- (7) KAWAI, N., YASKAWA, K., NAKAJIMA, J., TORII, M., Horie, S.: Oscillating geomagnetic field with recurring reversal discovered from Lake Biwa. *Jap. Acad. Proc.*, **48**, 186—190, 1972.
- (8) KOCHEGURA, V.V. und ZUBAKOV, V.A.: Paleomagnetic time scale of the Ponto-Caspian Plio-Pleistocene deposits. *Paleogeogr. Palaeoclim. Palaeocol.*, **23**, 151—160, 1978.
- (9) LIDDICOAT, J.C., OPDYKE, N.D. und SMITH, G.I.: Palaeomagnetic polarity in a 930 m core from Searles Valley, California. *Nat.* **286**, 3. July, 22—25, 1980.
- (10) MAENAKA, K.: Paleomagnetic study of sediments around the Komyoike volcanic ash horizon in Ooka group, Senpoku area, Osaka prefecture, Japan. *Geophys. Res. Lett.*, **6**, No. 4, 257—260, 1979.
- (11) MANKINEN, E.A. und DALRYMPLE, G.B.: Revised geomagnetic polarity time scale for the interval 0—5 m.y. b.p., *J. Geophys. Res.* **84**, No. B2, 615—625, 1979.
- (12) MANKINEN, E.A., DONNELLY, J.M. und GROMMÉ, C.S.: *Geology* **6**, 653—656, 1978.
- (13) McDougall, I.: The present status of the geomagnetic polarity time scale, in: *The Earth, its origin, structure and evolution*, Hrsg. M.W. McElhinny, Academic Press, London 1979, pp. 543—566.
- (14) MÖRNER, N.A., LANSER, J.P. und HOSPERS, J.: Late Weichselian paleomagnetic reversal. *Nat. Phys. Sci.*, **234**, 173—174, 1971.
- (15) PETERSEN, N., TAUXE, L. und TUCKER, P.: Magnetostratigraphy of DSDP Leg 73 sediments, hole 521. DSDP Leg 73 Shipboard Report.
- (16) RYAN, W.B.F.: Stratigraphy of late Quaternary sediments in the eastern Mediterranean, in: *The Mediterranean Sea*, Hrsg. D.J. Stanley. Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg, Pa., 149—169, 1972.
- (17) SMITH, J.D. und FOSTER, J.H.: Geomagnetic reversal in Brunhes normal polarity epoch. *Science*, **163**, 565—567, 1969.
- (18) WILSON, D.S. und HEY, R.N.: The Galapagos axial magnetic anomaly: evidence for the Emperor event within the Brunhes and for a two-layer magnetic source, *Geophys. Res. Lett.*, **8**, No. 10, 1051—1054, 1981.
- (19) WOLLIN, G., ERICSON, D.B., RYAN, W.B.F. und FOSTER, J.H.: Magnetism of the earth and climatic changes. *Earth Plan. Sci. Lett.*, **12**, 175—183, 1971.

On the Existence of the Laschamp Event

PROF. DR. NIKOLAI PETERSEN

Institut für Allgemeine und Angewandte Geophysik, Universität München,
Theresienstr. 41, D-8000 München 2

DR. FRIEDRICH HELLER

Institut für Geophysik, ETH-Hönggerberg, CH-8093 Zürich

The existence of a very young polarity-event of the earth's magnetic field within the Brunhes normal polarity epoch would be valuable for stratigraphic correlation of Pleistocene sediments, such as for instance loess or lake deposits. BONHOMMET and BABKINE (1967) were the first to propose formally that a geomagnetic excursion had occurred during the present Brunhes epoch. They based this proposal on their discovery of

reversed directions of natural remanent magnetization in two lava flows near Laschamp in the Auvergne, France. They named it accordingly „Laschamp event“. U-Th dating and improved K-Ar dating give an age of 35000 to 45000 a b.p. for these lavas.

Since the initial description of the Laschamp event numerous sediment sequences containing anomalous palaeomagnetic directions have been proposed as further candidates for geomagnetic events or excursions within the Brunhes epoch (i.e. within the last 730000 years).

Recently, however, it has been demonstrated by HELLER & PETERSEN (1982) that complete self-reversal of the natural remanent magnetization of many samples from the Laschamp lava flows occurs during thermal treatment in the laboratory. This casts considerable uncertainty to the existence of the Laschamp event. It is unclear, if it exists as a phenomenon of the earth's magnetic field and can consequently be used for palaeomagnetic dating, or if it is a local magneto-mineralogical effect of the lavas near Laschamp.

Additional evidence for or against the Laschamp event may be found in contemporaneous late Pleistocene sediments. Unfortunately deep sea sediments — usually well suited for recording the earth's magnetic field — are not yet consolidated for the ages in question, and recent lake sediments rarely date back far enough.

The deposits of the interglacial lake at the Samerberg near Rosenheim cover a time span from about 20000 a b.p. to at least 130000 a b.p. These sediments should therefore record the Laschamp event as well as the Blake event (which is dated about 110000 a b.p.).

The magnetostratigraphy of the Samerberg sediments has been studied along two profiles, one at the Fluderbach, the other in the drill cores of the Samerberg drilling 2. The results of these measurements, however, do not provide an unambiguous answer to the existence of the Laschamp event.

BONHOMMET, N. & BARKINE, J., C.R. Acad. Sci. (Paris), Ser. B, 264, 92—94, 1967.

HELLER, F. & PETERSEN, N., Physics Earth Planet. Int., 30, 358—372, 1982.

Biostratigraphies Regionales des Grands Mammifères Würmiens du sud de la France: Perspectives Paléoclimatiques

MARIE-FRANÇOISE BONIFAY

(Laboratoire de Géologie du Quaternaire, CNRS — Case 907 — Luminy, 13288 Marseille)

Le Sud de la France comprend actuellement quatre régions climatiquement différenciées: la zone atlantique, la zone méditerranéenne, les régions montagneuses et la zone Nord, régions qui correspondent à des régimes particuliers de températures et surtout d'hygrométrie.

Nous avons essayé de reconstituer les biostratigraphies würmiennes de trois de ces régions:

Atlantique (Sud-Ouest) d'après les fouilles de F. BORDES, J.PH. RIGAUT, H. DELPORTE, J.M. BOUVIER, H.L. MOVIUS et les études de F. DELPECH et F. PRAT;

Méditerranéenne (Sud-Est) d'après les fouilles de M. ESCALON DE FONTON et G. ONORATINI et mes propres études;

Massif Central d'après les fouilles de J.P. RAYNAL, R. SEGUY, D. PHILIBERT, H. DELPORTE, R. DE BAYLE DES HERMENS et les études en cours de F. DELPECH et moi-même.

Ceci permet d'en déduire la paléoclimatologie contemporaine à des périodes différentes de la glaciation würmienne:

- au début du Würm I = < 68 000 ans,
- au Würm II = vers 50 000 ans,
- à la fin du Würm III et au début du Würm IV = vers 20 000 ans,
- à la fin du Würm IV = entre 14 et 12 000 ans,
- au début de l'Holocène = vers 9 à 10 000 ans.

Bien qu'elles soient proches géographiquement, ces trois régions ont réagi différemment et l'on peut observer les mécanismes d'un cycle glaciaire complet: d'abord l'extension du froid au Würm I — II et III; puis au maximum du froid l'absence de gisements dans le Massif Central français et dans le Sud-Est; dans cette dernière région, la présence de vents violents est attestée par d'importantes formations de loess et limons éoliens. La disparition définitive des Rennes est précédée par une phase sèche et froide qui les repousse en altitude dans le Massif Central. Enfin, une phase humide et tempérée est à l'origine du climat actuel.

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	34	207—209 1 Photo	<i>Hannover 1984</i>
----------------------------------	----	--------------------	----------------------

Fritz Theodor Overbeck

* am 2. August 1898 † am 22. Februar 1983



OVERBECK gehörte mit FIRBAS, RUDOLPH, STARK und BERTSCH zu den Pollenanalytikern der ersten Runde in Mitteleuropa. Dieser damals in den zwanziger Jahren neu auf gekommenen Wissenschaft und der gesamten Moorkunde gehört sein besonderes wissenschaftliches Wirken, dessen krönender Abschluß die nach seiner Emeritierung vollendete imposante (was die Größe und den Inhalt angeht) „Moorbibel“ darstellt: Botanisch-geologische Moorkunde unter besonderer Berücksichtigung der Moore Nordwestdeutschlands als Quelle der Vegetations-, Klima- und Siedlungsgeschichte. Neumünster 1975. (719 Seiten, Großformat.)

F. TH. OVERBECK wurde als Sohn des Worpseweder Malerehepaars FRITZ und HERMINE OVERBECK und als Enkel des Bremer technischen Schiffahrtsdirektors THEODOR OVERBECK in Worpsewede geboren. Von seinen Vorfahren hatte er eine ausgezeichnete Handfertigkeit, die ihm beim Bau von botanischen Geräten, Instrumenten, Modellen und Ausstellungs-

stücken zugute kam, und eine große Kunstfertigkeit im Zeichnen und Malen ererbt, die er im Unterricht — bestaunt von seinen Studenten — und bei der Anfertigung von Schautafeln anwandte. In Worpswede und seit 1905 in Bröcken (damals bei Vegesack bei Bremen) wuchs er in enger Naturnähe auf; Moore lernte er schon in früher Jugend kennen, in der Rhön half er dem Vater beim Tragen der Malerstaffel, in der moorreichen Bremer Umgebung ist er als Schüler viel gewandert.

1916 bestand er das Notabitur, wurde er zur Artillerie eingezogen und kam an die Westfront.

Eigentlich wollte er nach Kriegsende Chemie studieren, doch brachten ihn im ersten Semester in Kiel Prof. REINKES hervorragende Vorlesungen zur Botanik. Bei Prof. JOST hat er in Heidelberg über ein physiologisches Thema promoviert: den Schußmechanismus für die Samenausschleuderung aus den Früchten des Sauerklees (*Oxalis*). Er hat dann auch weiterhin auf dem Gebiet der Bewegungsphysiologie gearbeitet und Doktorarbeiten daraus vergeben. Auch seine Habilitationsschrift beschäftigte sich mit „Studien über die Mechanik der geotropischen Krümmung der Keimwurzel von *Vicia faba*“ (der Dicken Bohne). Wen wundert es, daß er in der Hauptvorlesung den „Artilleristen und Fliegern“ unter den Pflanzen eine besondere Stunde einräumte und auch viele öffentliche Vorträge über dieses Thema gehalten hat. Zuletzt hat er seine Schußmodelle und Flugsamen und -früchte auf dem Festkolloquium aus Anlaß der Vollendung seines 80. Lebensjahres vorgeführt. (Die vom Autor dieses Nachrufs damals gehaltene Ansprache ist gedruckt worden und kann von ihm auf Wunsch bezogen werden.)

In seiner Assistentenzeit in Freiburg i.Br. kam OVERBECK mit dem dortigen Professor für Forstbotanik PETER STARK in Kontakt. Er lernte von ihm die damals neue Methode der Pollenanalyse kennen. Zusammen mit vielen Schülern hat er dann zuerst die Moore der Mittelgebirge und planmäßig weiter die Moore Nordwestdeutschlands pollenanalytisch und moorstratigraphisch untersucht. Auf ihn geht das zwölfgliedrige Pollenzonensystem zurück, mit dessen Hilfe die Pollendiagramme in einander entsprechende Abschnitte unterteilt werden.

Als Assistent leitete er in Frankfurt a.M. das dortige Botanische Institut kommissarisch und baute es aus. Aus dieser Zeit stammt auch die enge Freundschaft zu FRANZ FIRBAS.

1935 wurde OVERBECK auf die neugegründete Professur für Botanik an der Tierärztlichen und Technischen Hochschule Hannover berufen. Hier galt es ein neues Institut aufzubauen. Mitten im niedersächsischen Moorgebiet ergab sich eine gute Förderung der pollenanalytischen Arbeiten.

1939 wurde er auf das Ordinariat für Landwirtschaftliche Botanik an der Universität Bonn berufen. Bald danach brach der zweite Weltkrieg aus, OVERBECK wurde eine Zeit lang Chef der nördlichsten Batterie an der Eismeerfront. Es gab eine Unterbrechung in der wissenschaftlichen Arbeit. Doch vergab er von Bonn aus die pollenanalytische Bearbeitung der vermoorten Eifelmaare.

In Kiel hatte er sein botanisches Studium begonnen, hierher wurde er 1951 als Direktor des Botanischen Instituts der Universität berufen. Das alte Institutsgebäude — sehr schön an der Kieler Förde gelegen — war bei den Bombenangriffen des Krieges fast völlig ausgebrannt. Er hat es in den alten Grundmauern sehr zweckmäßig neu aufgebaut. Als es zu klein wurde, hat er die ersten Pläne für das neue Institut entworfen.

Von Kiel aus wurden die Moore Nordwestdeutschlands und der Rhön weiter untersucht. Es ging vor allem um die Probleme der sog. Rekurrenzflächen, bes. des „Grenzhorizonts“ (Schwarz-Weißtorf-Kontakt): dieser ist in verschiedenen Mooren nicht synchron, war die Feststellung, die OVERBECK traf. Damit im Zusammenhang wurden auch die Entstehung und Entwicklung der Moore, die frühere und die heutige Moorvegetation und die Torfmoose (*Sphagnum*) als wichtigste Torfbildner untersucht.

OVERBECK hat als Präsident der Deutschen Botanischen Gesellschaft ihre Jahrestagungen 1938 in Hannover und 1958 in Kiel geleitet und ausgerichtet. Zusammen mit FIRBAS führte er 1962 das 5. internationale Symposium der europäischen Quartärbotaniker in Kiel und Göttingen mit gelungenen Exkursionen in die Moore Nordwestdeutschlands, des Harzes und der Rhön durch.

OVERBECK war Ehrenmitglied mehrerer naturwissenschaftlicher Vereine und korrespondierendes Mitglied der Akademie der Wissenschaften in Göttingen. 1973 zeichnete ihn als ersten die Deutsche Gesellschaft für Moor- und Torfkunde mit der C.A. WEBER-Medaille aus, die nach dem deutschen Altmeister der Moorforschung benannt ist.

Auch auf dem Gebiet der Belletristik hat sich OVERBECK betätigt und dabei Personen und Tiere im Bremer Raum handeln lassen. Nach „Kattenhorns Pferd“, in dem man durch sprechende Tiere Land und Leute von Wörpswede und Umgebung kennenlernt, — das Buch wurde ursprünglich nur für seine Kinder in den langen Kriegsnächten in Lappland und später im Lazarett geschrieben — hat OVERBECK Kindheitserinnerungen in „Eine Kindheit in Wörpswede“ und „Allerlei Allotria“ und Erinnerungen an die Studentenzeit in Heidelberg in „Die Nordische Königin“ wachgehalten. „Das große Moorlied“ hat er als eine Art lustiger Kurzfassung der vegetationsgeschichtlichen Forschungsergebnisse aus Nordwestdeutschland gereimt; es wurde auf Institutsfesten und 1957 auf der Quartärbotanikertagung in der Schweiz erstmals im internationalen Rahmen gesungen und 1979 in der *Telma* abgedruckt. Es zeigt OVERBECK von seiner humorvollen Seite: diese trat immer in seinen Beiträgen zu Institutsfesten und Professorien besonders hervor.

In dem Nachruf von HALBSGUTH und STRAKA in den Berichten der Deutschen Botanischen Gesellschaft wird OVERBECK als Wissenschaftler und Mensch ausführlicher gewürdigt; dort findet sich auch ein komplettes Verzeichnis seiner publizierten Arbeiten und der von ihm initiierten Doktorarbeiten.

Herbert Straka

Botanisches Institut der Universität Kiel

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	34	211—213 1 Photo	<i>Hannover 1984</i>
----------------------------------	----	--------------------	----------------------

Max Welten

27.1.1904 — 16.4.1984



Am 1. Februar 1984, anlässlich der Feier zu seinem 80. Geburtstag, wurde Herrn Professor Dr. MAX WELTEN im systematisch-geobotanischen Institut der Universität Bern die Albrecht Penck-Medaille überreicht. Die Deutsche Quartärvereinigung ehrte damit einen Palaeobotaniker, der grundlegende Erkenntnisse über die Paläoökologie der Schweiz zur Zeit der frühen Ackerbaukulturen gewonnen und Wesentliches zur Chronologie und Klimageschichte des Spätglazials erarbeitet hat. Die internationale Quartärforschung schuldet ihm außerdem großen Dank für seine umfassenden Bearbeitungen der biostratigraphischen Gliederung des Mittel- und Jungpleistozäns in dem für die Eiszeitforschung klassischen südlichen Mitteleuropa.

Im Anschluß an diese Ehrung trug MAX WELTEN der Festversammlung seine neuesten Forschungsergebnisse vor: Es sollte leider sein letzter Vortrag und sein Vermächtnis an uns werden: Am 16. April 1984 schloss dieser kritische und unermüdliche Forscher für immer die Augen. Er verließ uns in hohem Alter — aber mitten aus stetem Wissensdrang und geistiger Frische.

Allen Teilnehmern der DEUQUA 1982 in der Schweiz sind seine Exkursionsbeiträge im Züricher Oberland und in seiner bernischen Heimat in lebendiger Erinnerung. Meikirch wird für immer mit dem Namen dieses engagierten Gelehrten verknüpft bleiben!

Die bescheidene Art des Verstorbenen, sein sicheres Urteil und seine große Fachkenntnis bildeten glückliche Voraussetzungen, um den Dialog unter den verschiedenen Spezialisten der Quartärforschung zu pflegen. So verstand er es ausgezeichnet, das wissenschaftliche Gespräch zu fördern und in den Dienst echter interdisziplinärer Zusammenarbeit zu stellen.

Vor 40 Jahren trat Kollege WELTEN mit einem für die Erforschung des Quartärs der Schweiz bedeutenden Werk an die wissenschaftliche Öffentlichkeit: Mit dem Heft 21 der Veröffentlichungen des Geobotanischen Institutes Rübel unter dem Titel: „Pollenanalytische, stratigraphische und geochronologische Untersuchungen aus dem Faulenseemoos bei Spiez“. Mit dieser Thematik — Zählungen der Jahresschichten im Sediment des ehemaligen Faulensees und pollenanalytischen Untersuchungen derselben — sprach MAX WELTEN die große Breite der Quartärforschung an. Diese Arbeit, die u.a. auf dem methodischen Ansatz der Warvenzählungen DE GEERS beruht, erweist sich im Rückblick wegweisend für sein Lebenswerk: Die von ihm damals geäußerten Gedanken und die damit verbundenen Darstellungs- und Verknüpfungsmöglichkeiten palynologischer Sachverhalte mußten vor 40 Jahren modern anmuten; sie haben ihre Gültigkeit bis heute bewahrt. Schon dieses erste bedeutende Werk von MAX WELTEN zeugt von seiner stets großen Originalität in der Bewältigung wissenschaftlicher Fragestellungen.

An diese monographische Untersuchung schließt als erste regionale Arbeit seine Studie zur spät- und postglazialen Vegetationsgeschichte des Simmentals. Diese ist gewissermaßen als Fortsetzung der von PAUL KELLER, ERNST FURRER, WERNER LÜDI und WALTER RYTZ begonnenen regionalen Beiträge zur Vegetationsgeschichte der Schweiz zu betrachten.

Nebst vegetationskundlichen Aspekten bearbeitete Kollege WELTEN auch grundlegende Fragen der Pollenanalyse, so beispielsweise (um die sechziger Jahre) Probleme zu Pollen in Bodenprofilen der alpinen Stufe als Dokumente der Standorts- und Bestandesgeschichte.

Daß der Verstorbene auch auf floristischem Gebiet — zusammen mit dem ehemaligen persönlichen Assistenten VON BRAUN-BLANQUET, dem Bündner RUBEN SUTTER — Wesentliches geleistet hat, geht aus dem Verbreitungsatlas der Farn- und Blütenpflanzen der Schweiz (1982) hervor. Bei der Vorbereitung dieses Atlaswerkes meisterte er mit Geschick auch die Führung und Koordination eines größeren Forscherteams.

Anläßlich der IGCP-Tagung von 1976 in den Südvogesen, im nördlichen Alpenvorland und im Tirol stellte MAX WELTEN einem internationalen wissenschaftlichen Forum die Ergebnisse der pollenanalytischen Untersuchungen u.a. von Meikirch vor. Damit vollzog er den Schritt vom rein vegetationsgeschichtlichen Forschungsansatz zur geochronologischen Erforschung des Quartärs. In jüngster Zeit bearbeitete er ähnliche Profile im Züricher Oberland, Gossau und Uster. Besonders erwähnt sei der fürs Quartär wohlklingende Name Dürnten, wo OSWALD HEER, publiziert 1858, in den Schieferkohlelagern warme Zeit-

abschnitte belegte. Im Züricher Oberland — wie MAX WELTEN schreibt — gelang es ihm „ein ungewöhnlich schönes Dokument über die Abfolge Riss-Eem“ zu bearbeiten. Ich zitiere diesen Satz aus seinem Werk in den Beiträgen zur Geologischen Karte der Schweiz, 1982.

Bei diesen Arbeiten zur Eiszeitgliederung suchte er den wissenschaftlichen Kontakt zu Geologen und Geomorphologen. Wie fruchtbar sich diese Zusammenarbeit gestalten durfte, belegt insbesondere die schon erwähnte Exkursion im Rahmen der Tagung der DEUQUA 1982 in die Gegend von Dürnten.

MAX WELTEN hat der Schweizer Quartärforschung viel geschenkt, ihr zu Ansehen im In- und Ausland verholfen. Ein begabter akademischer Lehrer und hilfsbereiter Kollege, ein um die wissenschaftliche Erkenntnis ringender Forscher hat uns verlassen. Nichts an ihm war Schein; Förderung und Kritik an Schülern und Kollegen standen ausschließlich im Dienste der Wahrheitsfindung:

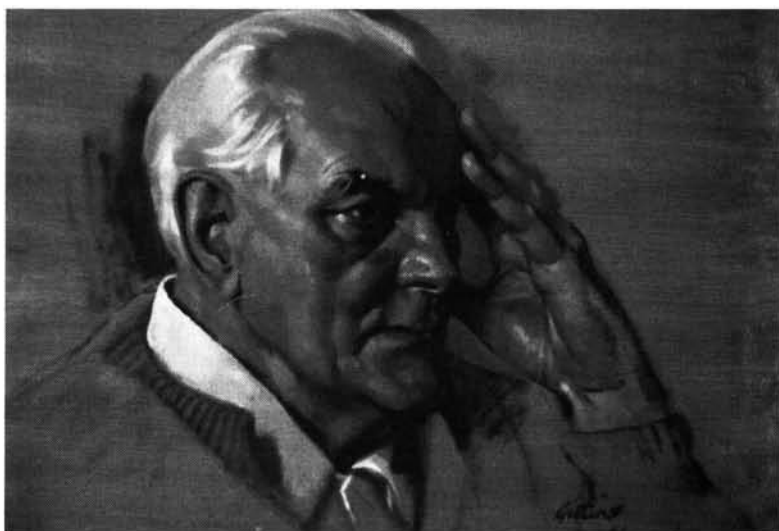
integer vitae scelerisque purus

Gerhard Furrer

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	34	215—218 1 Photo	<i>Hannover 1984</i>
----------------------------------	----	--------------------	----------------------

Alfred Rust

4. Juli 1900 — 14. August 1983



ALFRED RUST hat der DEUQUA seit ihrer Gründung angehört. Den Männern der „ersten Stunde“, wie PAUL WOLDSTEDT, RUDOLF GRAHMANN u.a. war er in Freundschaft verbunden. Auf den DEUQUA-Tagungen, vor allem auf den anschließenden Exkursionen, wurden die Verbindungen vertieft und neue angeknüpft. In besonderer Erinnerung ist mir die Exkursion durch Österreich im Anschluß an die Tagung in Laufen im Jahre 1955, mit ihren denkwürdigen „Lössschlachten“ geblieben, bei denen WOLDSTEDT die Kontrahenten nur mit erhobenem Geologenhammer auseinanderbringen konnte. Ein für RUST beglückendes Erlebnis war der Fund eines „Nasenschabers“ seiner „Heidelberger Kulturstufe“ aus der Wiener-Berg-Terrasse, den wir ihm präsetieren konnten.

Die von RUST auf den Jahrestagungen in seiner freien Art gehaltenen Vorträge über seine Grabungen und neuen Erkenntnisse zur frühen Geschichte der Menschheit waren immer ein belebendes Element.

RUST hat einige Jahre dem Beirat der DEUQUA angehört. Die Deutsche Quartärvereinigung hat ihn für seine Verdienste um die Quartärforschung durch die Verleihung der Albrecht-Penck-Medaille geehrt.

Die Hauptverdienste RUST's liegen ja auf dem Gebiet der Urgeschichte. Dabei hat er aber stets auch andere Bereiche der Quartärforschung, wie Geologie, Vegetationsgeschichte, Zoologie, Anthropologie und naturwissenschaftliche Datierungsverfahren in die Betrachtungen einbezogen. So war ALFRED RUST ein Quartärforscher, wie wir ihn wünschen. Diese universelle Sicht verdankt er vornehmlich seinem Lehrer GUSTAV SCHWANTES, aber auch dem Geologen KARL GRIPP.

ALFRED RUST hat nicht die übliche wissenschaftliche Laufbahn mit Abitur, Universitätsstudium und abschließender Promotion absolviert. Er war ein wissenschaftlicher „Selfmade man“ von einem Format, wie es sie heute kaum noch gibt. ALFRED RUST hat eine Elektrikerlehre bis zum Elektromeister durchlaufen. Nebenher interessierten ihn aber ganz andere Fragen: das Wie und Werden der ihn umgebenden Natur ebenso wie die Geschichte des Menschen von den frühesten Anfängen an. Radtouren mit seinem Jugendverein in die nähere, auch weitere Umgebung von Hamburg (seiner Geburtsstadt), Bau einer Blockhütte inmitten der Lüneburger Heide mit mesolithischen Fundplätzen vor seiner Haustür ließen ihn seinen Gedanken und Neigungen nachgehen. Schließlich war es die Teilnahme an Volkshochschulkursen des Prähistorikers GUSTAV SCHWANTES, die ihn in die Urgeschichtsforschung hineinführten und seinen Lebensweg bestimmten.

Es begann geradezu sensationell, als ALFRED RUST eines Tages zu SCHWANTES kam und ihn um ein Empfehlungsschreiben für eine Fahrradtour nach Syrien bat. Die erste Reise ging – begleitet von einem Freund – ganz per Fahrrad von Hamburg über den Balkan, durch Vorderasien nach Damaskus, weiter bis Kairo und zurück. Sie war sein wissenschaftliches Schicksal und schicksalhaft auch für die Wissenschaft. Mit einer Darmkrankheit ins Hospital von Nebek in Syrien verschlagen, entdeckte er am Rande des Skifta-Tals bei Jabrud 3 Felsschutzdächer (Abriss) mit altsteinzeitlichen Fundschichten. Die drei Abriss hat RUST in der Folgezeit dann ausgegraben. Sie brachten Funde aus im ganzen 45 Kulturschichten, einen großen Teil der Menschheitsgeschichte von der Faustkeilzeit bis zum Beginn der Ackerbauzeit (frühes Neolithikum) umfassend. Diese Entdeckungen erregten Aufmerksamkeit in der gesamten wissenschaftlichen Welt und machten den Namen ALFRED RUST schlagartig bekannt.

Kaum von den Ausgrabungen in Jabrud zurück, begann das 2. Kapitel der RUST'schen Forschungen in seiner norddeutschen Heimat. SCHWANTES hatte seit längerem die Auffassung propagiert, daß der Mensch auch während des späten Eiszeitalters im Norden leben können und hatte bestimmte Flintgeräte aus den Niederlanden und der Umgebung von Hamburg ins Spätglazial verwiesen. Der tatsächliche Altersnachweis und die genauere Stellung im ausgehenden Eiszeitalter gelang jedoch erst ALFRED RUST durch seine Ausgrabungen in Meiendorf und Stellmoor. Die mit modernen Methoden in einem „Teamwork“ unter Mitwirkung von Archäologen (A. RUST, G. SCHWANTES), Geologen (K. GRIPP), Pollenanalytikern (R. SCHÜTRUMPF) usw. am Ahrensburger Tunneltal durchgeführten Ausgrabungen waren von größter Tragweite. Sie führten zum Nachweis späteiszeitlicher Besiedlung im Norddeutschen Flachland im allgemeinen und zur Erfassung von geschlossenen Schichten der „Hamburger“ und der „Ahrensburger Kultur“ – in Stellmoor sogar in stratigraphischer Überlagerung – im einzelnen. Außerdem trugen sie wesentlich zur Gliederung des Spätglazials bei. Unter anderem konnte R. SCHÜTRUMPF erstmals das Alleröd in Norddeutschland nachweisen.

Die Grabungsergebnisse von Meiendorf und Stellmoor wurden in zwei mustergültigen Monographien vorgelegt (A. RUST 1937 a und 1943), die Resultate anderer Grabungen ebenfalls in monographischer Form publiziert (siehe Schriftenverzeichnis am Ende dieses Beitrages).

Ein drittes Forschungskapital, das ALFRED RUST seit den Jahren nach dem 2. Weltkrieg besonders am Herzen lag, war die Erforschung der Anfänge der Menschheitsgeschichte. In Afrika (Olduvai) konnte die Geschichte der Menschen ca. 2 Millionen Jahre (nach neuesten Untersuchungen an anderen Plätzen Ostafrikas wohl sogar 3 1/2 Millionen Jahre) zurückverfolgt werden. Für RUST war die Frage, ob sich Werkzeuge als Ausdruck menschlichen Tuns und Seins auch in Europa nachweisen ließen. In Afrika liegen die Verhältnisse insofern günstig, als im östlichen Teil jenes Kontinentes außergewöhnlich starke Grabeneinbrüche, wie besonders im Bereich des „Ostafrikanischen Grabens“, erfolgt sind und dabei sehr alte Schichten mit Werkzeugen darin, sogar in stratigraphischer Abfolge (Olduvai), freigelegt haben. Solche Voraussetzungen sind in Europa (vielleicht mit Ausnahme des Cantal-Gebietes) nicht gegeben. Deshalb mußte man nach typologisch altertümlichen Werkzeugen suchen.

Und das hat ALFRED RUST getan, von der Insel Sylt bis nach Mittel- und Süddeutschland und Frankreich. Auch in Mauer bei Heidelberg, u.a. in der Fundschicht des *Homo heidelbergensis*, fanden sich altertümliche Werkzeuge, die RUST als „Heidelberger Stufe“ zusammengefaßt und in einen früheren Abschnitt des Eiszeitalters gestellt hat. Charakteristische Formen waren für ihn „Nasenschaber“ und „Querhobel“ (A. RUST 1956, 1971).

Insgesamt muß festgestellt werden, daß ALFRED RUST uns ein großartiges Lebenswerk hinterlassen hat, sei es die Erschließung der 45 Schichten menschlicher Kulturentwicklung in Jabrud, der Nachweis spätglazialer und postglazialer Besiedlung Norddeutschlands mit wichtigen Fingerzeigen methodischer Art oder seien es die Bemühungen um die Aufhellung der Anfänge der menschlichen Geschichte. Das Werk ALFRED RUST's wird noch lange Zeit fruchtbar weiterwirken in der wissenschaftlichen Forschung.

Zu Lebzeiten sind dem Forscher ALFRED RUST in- und ausländische Anerkennungen in großer Zahl zuteil geworden. Außer der Verleihung des Dr. h.c. durch die Universität Kiel, wo er 1942 auch habilitiert wurde, sind zu nennen:

Mitglied der Leopoldina, der Dt. Akademie der Naturforscher, Halle,
Albrecht-Penck-Medaille der Dt. Quartärvereinigung
Korrespondierendes Mitglied des Istituto Italiano di Paleontologia Umana, Rom
Korrespondierendes Mitglied des Istituto Italiano di Preistoria e Protoistoria, Florenz,
Korrespondierendes Mitglied des Dt. Archäol. Inst., Berlin

Darüberhinaus hat auch seine Heimatstadt Ahrensburg ALFRED RUST schöne Ehrungen zuteil werden lassen. Sie ernannte ihn zum Ehrenbürger, nahm ein Ren-Geweiß aus den Grabungen in ihr Wappen auf, benannte eine Schule als „Alfred-Rust-Realschule“ und errichtete einen Gedenkstein am U-Bahnhof zur Erinnerung an die bedeutsamen Ausgrabungen ihres Ehrenbürgers am Ahrensburger Tunneltal. So lebt der Name ALFRED RUST auch in der Öffentlichkeit weiter.

Monographische Veröffentlichungen von Alfred Rust

- 1937a **Das altsteinzeitliche Rentierjägerlager Meiendorf**
Beiträge von KARL GRIPP, WALTER KRAUSE, RUDOLF SCHÜTRUMPF und GUSTAV SCHWANTES,
Neumünster
- 1937b **Vor 20000 Jahren.**
Eiszeitliche Rentierjäger in Holstein
Neumünster. — 2. erweiterte Auflage, Neumünster 1962

- 1943 **Die alt- und mittelsteinzeitlichen Funde von Stellmoor**
Beiträge von KARL GRIPP, RUDOLF SCHÜTRUMPF, WALTER KOLLAU und WALTER KRAUSE,
Neumünster
- 1950 **Die Höhlenfunde von Jabrud (Syrien)**
Neumünster
- 1952 **Jallah Jallah.**
Auf Urmenschenuche mit Fahrrad, Zelt und Kochtopf
Wiesbaden
- 1954 **Rentierjäger der Eiszeit in Schleswig-Holstein**
Schleswig-Holsteinisches Landesmuseum für Vor- und Frühgeschichte, Wegweiser durch
die Sammlung, Heft 7
Neumünster
- 1956 **Artefakte aus der Zeit des Homo heidelbergensis in Süd- und Norddeutschland**
- 1958a **Die Funde vom Pinnberg**
Beiträge von KARL GRIPP, RUDOLF SCHÜTRUMPF und HORST REQUATE,
Neumünster
- 1958b **Die jungpaläolithischen Zeltanlagen von Ahrensberg**
Beiträge von RUDOLF SCHÜTRUMPF, WOLF HERRE und HORST REQUATE,
Neumünster
- 1962 zusammen mit GUSTAV STEFFENS
Die Artefakte der Altonaer Stufe von Wittenbergen.
Eine mittelpleistozäne Untergruppe der Heidelberger Kulturen
Beitrag von FRIEDRICH GRUBE,
Neumünster
- 1965 **Über Waffen- und Werkzeugtechnik des Altmenschen**
Neumünster
- 1971 **Werkzeuge des Frühmenschen in Europa**
Neumünster

Veröffentlichungen über Alfred Rust

TROMNAU, G. (1980): Den Rentierjägern auf der Spur. — 50 Jahre Eiszeiterforschung im Ahrenburger Tunneltal (Dokumentation zum 80. Geburtstag von ALFRED RUST). Neumünster.

SCHWABEDISSEN, H. (1984): Mein letztes Zwiegespräch mit ALFRED RUST. Die Heimat. Zeitschrift für Natur- und Landeskunde von Schleswig-Holstein und Hamburg
Teil 1, Heft März/April 1984
Teil 2, Heft November 1984

Hermann Schwabedissen

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	34	219—221 1 Photo	<i>Hannover 1984</i>
----------------------------------	----	--------------------	----------------------

Julius Büdel

8.8.1903 — 28.8.1983



Am 28. August 1983 verstarb in Würzburg Prof. Dr. phil. JULIUS BÜDEL, emeritierter ordentlicher Professor für Geographie, kurz nach Vollendung seines achtzigsten Lebensjahres.

Der Weg vom Geburtsort Molsheim im Elsaß, wo Herr BÜDEL am 8. August 1903 geboren wurde, führte über München — in dieser Stadt verbrachte er seine Schulzeit und den ersten Teil seiner Studien — nach Wien, der Stadt, die zeitlebens seine heimliche Liebe geblieben ist. Hier promovierte er 1928 zum Dr. phil. mit einer morphologischen Arbeit. Die Geomorphologie sollte für sein ganzes Leben im Mittelpunkt seiner wissenschaftlichen Arbeit stehen. Die Wahl dieses wissenschaftlichen Schwerpunktes wurde beeinflusst und

gefördert durch seine Wiener Lehrer E. BRÜCKNER, A. WINKLER VON HERMADEN und L. KÖBER. Auf die Wiener Zeit folgten anregende und fruchtbare Jahre in Berlin mit den Professoren A. PENCK, N. KREBS und A. RÜHL und einem Kreis gleichgesinnter Kollegen und Freunde wie C. TROLL, K. KAYSER, H. LEHMANN und H. LOUIS. 1936 erfolgte die Ernennung zum Dozenten am Berliner Institut, und von 1938 bis 1940 leitete er die Geo-Abteilung der Außenstelle der Universität Berlin in Schneidemühl.

Während des Krieges konnte Herr BÜDEL als Leiter des wissenschaftlichen Eisdienstes der Deutschen Seewarte im Rahmen seiner dienstlichen Tätigkeit auf vielen Polarflügen wertvolle Erfahrungen in den europäischen Polargebieten sammeln. Diese Erlebnisse gaben den Anstoß zu seinen wissenschaftlich so erfolgreichen Expeditionen nach Spitzbergen in den Jahren 1959, 1960 und 1967.

Ein weiteres Ergebnis dieser Beschäftigung mit den „Eisgebieten“ der Erde ist die Arbeit in der Kommission für Glaziologie der Bayerischen Akademie der Wissenschaften, deren Sekretär er bis zu seinem Tode war.

Der berufliche Weg führte ihn dann über Göttingen, wo er 1947 zum apl. Professor ernannt wurde, nach Würzburg auf das Ordinariat für Geographie. Dieser Universität blieb er treu und diente ihr in vielen wissenschaftlichen Gremien und für die Amtszeit 1966/67 als Rektor. In den Jahren bis zu seiner Emeritierung führte er das Würzburger Institut zu großer wissenschaftlicher Blüte und machte es zu einem der führenden auf dem Gebiet der Geomorphologie in der Welt.

Seine zahlreichen Forschungsreisen führten ihn ins gesamte europäische Ausland mit Schwerpunkt im Mittelmeergebiet. In den fünfziger Jahren konzentrierte er sich bei seinen Geländereisen besonders auf den afrikanischen Raum und bereiste u.a. die Zentralsahara, Guinea und Äthiopien. Durch seine schon erwähnten „Stauferland-Expeditionen“ nach Spitzbergen knüpfte er als erster Deutscher nach dem Kriege wieder an die große Tradition der deutschen Polarforschung an und verhalf ihr erneut zu internationalem Ansehen. Wie weitschauend Herr BÜDEL hier handelte, zeigt sich in der hohen Aktualität, die zur Zeit die Polarforschung bei uns und weltweit besitzt.

Im Mittelpunkt des wissenschaftlichen Werkes von Herrn BÜDEL steht die klimagenetische Geomorphologie, die er systematisch aufbaute und mit einer einheitlichen Theorie versah. Ein wesentlicher Bestandteil des Gebäudes der klimagenetischen Geomorphologie sind die Formen und Prozesse in den glazialen und periglazialen Gebieten der Erde. Schon in jungen Jahren hatte Herr BÜDEL mit seinen überzeugenden Forschungen über den periglazialen Formenschatz im ehemals nicht vereisten Teil Mitteleuropas einen damals noch recht unsicher tastenden Wissenschaftszweig auf eine feste Grundlage gestellt.

Auf seinen Spitzbergenexpeditionen hat er die Probleme der Periglazialerscheinungen weiter erforscht und wichtige neue Erkenntnisse gewonnen: Als bedeutenden — wenn auch nicht einzigen — Prozeß für die Tiefenerosion in den Dauerfrostbodengebieten hat er den „Eisrindeneffekt“ herausgestellt und in seiner Bedeutung für die Morphologie der Periglazialgebiete hervorgehoben. Zu erwähnen sind auch die vielen Arbeiten, in denen er sich mit der Gliederung der Eiszeiten, dem Klimaverlauf im Pleistozän und den möglichen Ursachen der Eiszeiten beschäftigte. Ein Teil von ihnen ist u.a. in früheren Bänden dieses Jahrbuches erschienen.

Seine Darstellung der Klimazonen des Eiszeitalters waren ein genialer Versuch der Synthese der bis dahin bekannten eiszeitlichen Veränderungen auf der Erde. Ein Baustein für

diese Synthese waren die Ergebnisse seiner Forschungen über Klimamorphologie und Eiszeit in Niederafrika. Auf diesen Forschungsreisen sammelte er aber auch Material für seine Theorie der „Doppelten Einebnungsflächen“, in der er das die Geomorphologen immer wieder faszinierende Problem der Rumpfflächenbildung in einer neuen Dimension erscheinen ließ. Die Anwendung dieser Theorie auf die Altflächen in Franken trug er auf dem 31. Deutschen Geographentag in Würzburg 1957 vor und entfachte damit eine lebhaft Diskusion, die bis heute anhält und die Geomorphologie ungemein befruchtet hat. Eine Bestätigung seiner Theorie fand er im aktuellen Geschehen in der Flächenspülzone Süd-Indiens, die er als Experiment seiner Vorstellungen im großen Laboratorium der Natur auffaßte. Unermüdlich weiterarbeitend und offen für alle weiterführende positive Kritik, hat er im hohen Alter dieses Experimentierfeld erneut aufgesucht, um seine nun ausgebaute und gereifte Theorie ein weiteres Mal zu überprüfen. Der Ausarbeitung der dabei erzielten Ergebnisse waren seine letzten Jahre gewidmet; er konnte dieses Werk jedoch nicht mehr ganz vollenden, der Tod nahm ihm die Feder aus der Hand. War ihm auch die Fertigstellung seines Indienbuches nicht mehr vergönnt, so hat er uns doch mit seinem Lehr- und Handbuch der „Klimageomorphologie“, das schnell eine große Verbreitung erfuhr und inzwischen auch ins Englische übersetzt wurde, eine großartige Synthese seines wissenschaftlichen Lebenswerkes hinterlassen. In diesem Buch werden sein großer Gedankenreichtum, seine außerordentliche wissenschaftliche Ideenfülle und seine hohe Kunst der wissenschaftlichen Fragestellung und Beweisführung in eindrucksvoller Weise sichtbar.

JULIUS BÜDEL war ein wirklich großer Gelehrter, was auch durch viele Ehrungen und Berufungen in wissenschaftliche Institutionen zum Ausdruck kommt. Neben seiner Mitgliedschaft in der Bayerischen Akademie der Wissenschaften war er Mitglied der Leopoldina in Halle, der Akademien in Mainz und Wien und Ehrenmitglied vieler Geographischer Gesellschaften. Er erhielt den Verdienstorden des Freistaates Bayern, die goldene Alexander-von-Humboldt-Medaille, die Albrecht-Penck-Medaille der Deutschen Quartärvereinigung sowie die Carl-Weyprecht-Medaille der Deutschen Gesellschaft für Polarforschung. Als zweiten Deutschen nach dem Krieg würdigte die Royal Geographical Society die Verdienste BÜDELS für die klimatische Geomorphologie mit ihrer höchsten Auszeichnung, der goldenen Victoria-Medaille, die nur einmal jährlich mit Zustimmung der Königin verliehen wird.

Herr BÜDEL war Mitherausgeber von vier wissenschaftlichen Zeitschriften und hat eine große Zahl wissenschaftlicher Tagungsbände ediert.

Durch seine hervorragenden wissenschaftlichen Leistungen hatte Herr BÜDEL auch einen weiten Kreis international herausragender Wissenschaftler zu Freunden. Sie alle schätzten seine geistreichen Gespräche, die auf profunden Kenntnissen und reichen Erfahrungen beruhten. Seine vielen Schüler haben ihn als brillanten Lehrer erlebt, der sie für sein Fach begeistern konnte. Wer ihn kannte, bewunderte immer wieder seine umfassende Allgemeinbildung und seine profunden Geschichtskenntnisse. Seine Vorliebe für die Geschichte kam auch darin zum Ausdruck, daß er in humorvoller Weise mit launigen Worten gern über seine Begegnungen mit großen Wissenschaftlern und Staatsmännern, denen er im Laufe seines Lebens begegnet war, plauderte. Es waren Geschichten aus der Geschichte, die den jüngeren Kollegen ein menschliches Bild aus dem geistigen und politischen Leben der jüngeren Vergangenheit vermittelten.

Wir haben in JULIUS BÜDEL eine liebenswerte und wissenschaftlich herausragende Persönlichkeit verloren. Wir verdanken ihm viel und werden sein Andenken in Ehren halten.

Horst Hagedorn

**Die Deutsche Quartärvereinigung
gedenkt darüber hinaus folgender, 1983/84
verstorbener Mitglieder:**

Frau Prof. Dr. Th. PIPPAN
A-5020 Salzburg, Althofener Straße 319

Dipl.-Ing. W. WUNDT
CH-4143 Dornach, Dorneckstraße 30

H. KLEINJUNG
D-5884 Halver, Höhenweg 35

Prof. Dr. O.F. GAUDERT
D-1000 Berlin 12, Bismarckstraße 61

Prof. Dr. H. BRÜNING
D-6500 Mainz, Hans-Boeckler-Straße 33

Dr. C. PICARD
D-2301 Altenholz b. Kiel, Tilsiter Weg 78

Dr. S. SCHNEIDER
D-3000 Hannover, Hedwigstraße 18

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	34	223—224	<i>Hannover 1984</i>
----------------------------------	----	---------	----------------------

Buchbesprechungen

JÜRGEN EHLERS (Hsbg.): **Glacial deposits in North-West Europe.** — 482 S., 409 Abb., 18 Tab., 95 Farbfotos; Rotterdam (Verlag A. A. Balkema) 1983. Pr.: DM112,50.

Das Buch gliedert sich in 5 regionalgeologische Hauptkapitel (Norwegen, Schweden, Dänemark, NW-Deutschland, Niederlande). Jedes Hauptkapitel beginnt mit einer quartärgeologischen Übersicht. Darin stehen die Stratigraphie und Paläogeographie im Vordergrund. Die jeweils nachfolgenden Unterkapitel bilden eine didaktisch gelungene Mischung von aktuellen, teilweise erstmals publizierten Ergebnissen aus verschiedenen Teildisziplinen der Quartärforschung, namentlich der Glazialgeologie. Dabei werden sowohl moderne Arbeitsmethoden als auch gut aufgeschlossene Profile und Gebiete im Detail beschrieben. Vollständigkeit bei der Themenauswahl wird nicht angestrebt. Dank dieses »Mischkonzepts« und der über 700 Literaturhinweise kann das Buch auch als Exkursionsführer dienen. Der Rezensent hat von diesem Nebeneffekt gerade erst bei der Vorbereitung einer Skandinavien-Exkursion profitiert.

Offene oder kontroverse Fragen werden meistens umsichtig-kritisch diskutiert; bei 46 Autoren läßt es sich aber nicht vermeiden, daß vereinzelt der Leser selbst das Faktische vom Hypothetischen trennen muß. 409 Schwarz/Weiß-Abbildungen (instruktive Kartenskizzen, Diagramme, Schwarz/Weiß-Fotos), 18 Tabellen sowie 95 Farbfotos ergänzen den Text. In Anbetracht des Umfangs und der sehr ansprechenden äußeren Ausstattung ist der Preis des Buches vergleichsweise günstig. Das Buch kann daher jedem, der sich für die pleistozäne Vereisungsgeschichte NW-Europas interessiert, empfohlen werden. K. Duphorn

OTFRIED WEISE (1983): **Das Periglazial** — Geomorphologie und Klima in gletscherfreien, kalten Regionen. — 199 S. 97 Abb., 6 Tab.; Stuttgart (Gebr. Bornträger).

Die Zahl der Publikationen zum Thema Periglazial ist im deutschsprachigen Raum außerordentlich groß und dennoch hatte man es bisher schwer, sich einen Überblick über alle periglazialen Formen und Prozesse zu verschaffen. Meist wurden einzelne oder mehrere Themen aus diesem Bereich herausgegriffen und mit einer Ausführlichkeit abgehandelt, die manchen schnell ungeduldig werden ließ. Es blieb nur der Griff in die angloamerikanische Literatur, wo brauchbare Übersichten bereits vorhanden sind. O. WEISE hat mit seinem Lehrbuch eine Lücke geschlossen, die viel zu lange existiert hat.

Basis dieser Periglazialdarstellung waren ein sorgfältiges Studium der nationalen und internationalen Literatur und eigene Erfahrungen vor allem im Periglazial Spitzbergens. Infolgedessen sind die anschaulichsten Profile und Darstellungen in die Abbildungen eingegangen, die die Periglazialliteratur zu bieten hat. Auch die Qualität der Fotos ist, von wenigen zu dunkel geratenen Ausnahmen (22, 60, 62) abgesehen, gut. Im Text setzt der Autor Schwerpunkte. Er verzichtet auf die Wiedergabe der zu fast allen Problemen der Periglazialforschung existierenden und oft verwirrenden Meinungsvielfalt und beschränkt sich auf die seiner Ansicht nach glaubwürdigsten und daher für ihn wichtigsten Autoren. Studenten, andere Lernende und Eilige werden es ihm danken. Ich bin davon überzeugt, daß auch die meisten Fachleute der von ihm getroffenen Auswahl zustimmen werden.

Die einführenden Kapitel geben einen kurzen, für Anfänger gut verständlichen Überblick über die Periglazialgebiete und die Entstehungsfaktoren des Periglazials. In den anschließenden Kapiteln Permafrost, Frostdynamik, Massenbewegungen, Nivationsformen, fluviale und äolische Prozesse sowie Thermokarst werden alle wichtigen Periglazialphänomene kurz beschrieben. Zur Vertiefung gibt es ein elfseitiges Literaturverzeichnis. In das Sachregister sind viele Begriffe aufgenommen worden, die im Inhaltsverzeichnis keinen Platz fanden.

Wegen der ständig steigenden Bedeutung der Permafrostgebiete bei der Rohstoffgewinnung wird in einem abschließenden Kapitel auf die damit verbundenen Ingenieurprobleme eingegangen.

Für Besucher der Periglazialgebiete ist dieses Buch eine empfehlenswerte Lektüre, die broschürt und im DIN A 5 Format in jeden Rucksack paßt. Hans-Christoph Höfle

GERD W. LÜTTIG (Herausgeber): **Recent Technologies in the Use of Peat.** — 1983. 223 Seiten, 89 Abbildungen, 40 Tabellen. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller) Stuttgart. Preis 88,— DM.

Die durch die sogenannte Energiekrise hervorgerufene Renaissance der Kohlengesteine hat auch den Torf erfaßt. Während in den dicht besiedelten Ländern heute der Naturschutz der Moore, als die einzigen noch verbliebenen Feuchtgebiete, in den Vordergrund gerückt ist, machen andere Länder große Anstrengungen, den in den Mooren enthaltenen Torf technisch zu nutzen.

Deshalb veranstaltete die International Peat Society (IPS) gemeinsam mit der Deutschen Gesellschaft für Moor- und Torfkunde (DGMT) im November 1979 in Bad Zwischenahn ein Symposium mit dem Thema »Neue Technologien in der Torfverwertung«. Die dort gehaltenen 23 Vorträge, inzwischen größtenteils dem gegenwärtigen Stand des Wissens angepaßt, sind hier veröffentlicht. Es berichten schwedische, finnische, russische, polnische amerikanische, französische und deutsche Torffachleute über den Bereich Torfgewinnung und -verwertung.

Der Titel dieses Buches verspricht allerdings eine vollständigere Information als die mehr oder weniger zusammengewürfelten und qualitativ sehr unterschiedlichen Tagungsvorträge tatsächlich zu bieten vermögen. Neben ausgezeichneten Überblicken über den Stand des heutigen Wissens auf Teilgebieten der Torfnutzung gibt es auch weniger bedeutsame Kurzbeiträge, die die heutige Publikationsflut nicht hätten unbedingt noch vergrößern müssen.

Mit acht Beiträgen liegt das Schwergewicht des Buches auf der Verkokung, Vergasung, Verflüssigung von Torf und der Herstellung von Aktivkohle aus Torfkoks. Darunter ist der Aufsatz von H. GRUMPFT (Firma Deilmann AG, Bad Bentheim) über die technische Entwicklung und den gegenwärtigen Stand der Torfkoksproduktion besonders bemerkenswert. Torfkoks und daraus hergestellte Aktivkohle sind ja die einzigen veredelten Schwarztorfprodukte, die sich am Markt bewährt haben. Vergasung und Verflüssigung von Torf befinden sich bei geteilten Erfolgsbeurteilungen hingegen noch im Experimentierstadium.

Fünf Beiträge befassen sich mit chemischen und physikalischen Untersuchungen am Torf. Hier wird den Geowissenschaftler vor allem der Aufsatz von W. ROCHUS (Universität Göttingen) über die Trennung und Charakterisierung von Huminsäuren im Torf durch Ultrafiltration interessieren. Fünf weitere Beiträge behandeln Fragen des Einsatzes von veredelten Torfprodukten im Gartenbau. J. GÜNTHER (Torfforschung GmbH, Bad Zwischenahn) gibt darunter einen guten Überblick über die derzeitigen Verwendungsbereiche der verschiedenen Torfprodukte. Das noch nicht gelöste Problem der mechanischen Entwässerung von Torf ist Gegenstand von zwei weiteren Beiträgen. Ein Aufsatz befaßt sich mit der Aufbereitung von Torf als Ölbinder, ein Aufsatz mit Entwässerungsexperimenten an der Lagerstätte. Der Herausgeber schließlich trägt mit einem globalen Überblick über unsere Energievorräte bei, unter denen er aber dem Torf nur einen untergeordneten Rang einräumt. Ich möchte ihm zustimmen: Die Zukunftschancen der Torfverwertung liegen auf dem Sektor von veredelnden Spezial-Technologien.

Das Buch ist also kein Nachschlagewerk für solche, die eine Fabrik zur Torfverwertung aufbauen wollen. Es ist auch kein Handbuch für Studierende, die den umfassenden Überblick benötigen. Ich halte es für eine informative Lektüre für den Torffachmann, dem auf Teilgebieten hier wissenschaftliche Details vermittelt werden. Da alle Aufsätze in Englisch (mit deutscher und russischer Zusammenfassung) wiedergegeben sind, wird das Buch auch über die Grenzen hinaus seine Interessenten finden. Die Übersetzung ist wohl auch Ursache dafür, daß der Band so relativ teuer, für den wissenschaftlichen Normalverbraucher zu teuer geworden ist. Immerhin darf man dem Verlag dankbar sein, daß er das Experiment gewagt hat, mit diesem Band in ein aktuelles Spezialgebiet vorzustößen, über das sonst in der Fachliteratur nur sehr verstreut berichtet wird. H. Schneekloth

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 durchnummerieren. Statt Seitenhinweise Angabe des Kapitels.

Äußere Form des Manuskripts

Format DIN A 4 (210 x 297 mm), nur auf einer Seite beschreiben, 1/2zeilig, 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 unterstreichen Müller wird MÜLLER; wichtig wird wichtig (gesperrt); Holozän wird **Holozän** (fett, z. B. für Überschriften). Die wissenschaftlichen Namen von Pflanzen und Tieren (Gattungen, Untergattungen, Arten, Unterarten) erscheinen im Druck *kursiv*; sie sind im Manuskript mit geschlängelter Linie zu kennzeichnen. — Die Unterschriften der Abbildungen, Tabellen und Tafeln sind auf einem besonderen Blatt beizufügen.

Vorlagen von Abbildungen

Sie sollen eine Verkleinerung auf den Satzspiegel zulassen; es sind daher entsprechende Formate zu wählen und die Zeichnung ist in 2—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 Autoren und der Abbildungs-Nummer zu versehen.

Schriftenverzeichnis

Es steht am Schluß der Arbeit und gibt Auskunft über die im Text zitierten Veröffentlichungen. Es wird nach Verfassern alphabetisch geordnet. Zitate aus Zeitschriften: Autor, Erscheinungsjahr in runden Klammern, Titel. — Zeitschrift (abgekürzt), Bandzahl bzw. Jahrgang (doppelt unterstreichen = Fettdruck), Seitenzahl (: 6—24), Zahl der Abbildungen, Tabellen und Tafeln, Erscheinungsort. — Zitate von Werken: Autor, Erscheinungsjahr in runden Klammern, Titel. — Zahl der Seiten, Abbildungen, Tabellen und Tafeln, Verlagsort (Verlag).

Beispiele

SCHWARZBACH, M. (1968): Neuere Eiszeithypothesen. — Eiszeitalter u. Gegenwart, 19: 250—261, 7 Abb.; Ohringen (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.

Tagungsankündigungen

21.—26. 8. 1985: 7. Quaternary Symposium of the University of Lethbridge:

The Paleoenvironmental Reconstruction of the Late Wisconsin Deglaciation and the Holocen.

21.—23. 8. 85 Symposium

24.—26. 8. 85 Post-conference field trip.

Please mail replies to:

Dr. R. W. BARENDREGT, Quaternary Symposium, Dpt. of Geography, The University of Lethbridge, 4401 University Drive, Lethbridge, Alberta, Canada, T1K 3M4

13.—20. 8. 1986: XIII. Bodenkundlicher Kongreß in Hamburg, veranstaltet von der Internationalen Bodenkundlichen Gesellschaft.

Tagungsthema:

Böden unter steigender Vielfalt und Intensität der Nutzung.

Programm:

1. Exkursionen (3.—12. 8. u. 22.—29. 8. 86)
2. Kongreßsitzungen
 - 2.1 Plenarsitzungen
 - 2.2 Symposien
 - 2.3 Sitzungen von Kommissionen und Subkommissionen
 - 2.4 Sitzungen von Arbeitsgruppen
 - 2.5 Posterausstellungen

Organisationskomitee:

K. H. HARTGE, Hannover, Vorsitzender
F. FÜHR, Jülich
D. SCHROEDER, Kiel
H. ZAKOSEK, Bonn
G. SCHWERTDFEGER, Suderburg b. Ülzen

Anmeldungen an:

XIII. Congress der Internationalen Bodenkundlichen Gesellschaft.
c/o Hamburg Messe u. Congress GmbH,
Congress-Organisation, Postfach 30 24 80,
D-2000 Hamburg 36