

Eiszeitalter und Gegenwart

Jahrbuch der Deutschen Quartärvereinigung

Herausgegeben im Auftrage des Vorstandes

von

PAUL WOLDSTEDT

DRITTER BAND

MIT 80 ABBILDUNGEN IM TEXT

1953

Verlag Hohenlohe'sche Buchhandlung Ferd. Rau, Öhringen/Württ.

<i>Eiszeitalter und Gegenwart</i>	<i>Band 3</i>	<i>Seite 1-224</i>	<i>Öhringen/Württ. 1. Juli 1953</i>
-----------------------------------	---------------	--------------------	-------------------------------------

Deutsche Quartärvereinigung

Hannover, Am Kleinen Felde 12

Postscheckkonto: Hannover 45303

Der Jahresbeitrag von 12.— DM ist möglichst bis 1. 3. des betreffenden Jahres auf das obige Konto zu überweisen (nicht mehr auf das Konto Woldstedt).

Manuskripte, mit Schreibmaschine einseitig und nicht enger als anderthalbzeilig beschrieben, sowie völlig druckfertig, an den Herausgeber: Prof. Dr. P. Woldstedt, Bonn, Argelanderstraße 118.

Autornamen (im Druck KAPITÄLCHEN); unterbrochen unterstrichen (z. B. K. Richter). Fossilnamen (im Druck *kursiv*) mit Schlangenlinie (Elephas antiquus). Einfache Unterstreichung: im Druck gesperrt.

Die Bildvorlagen müssen vollständig reproduktionsfähig sein.

Zitierung im Text nur mit Autornamen und Jahr (z. B. L. Siegert 1921), gegebenenfalls unter Hinzufügung der Seite. Fußnoten — wenn solche wirklich nötig sind — fortlaufend numerieren. Alphabetisches Schriften-Verzeichnis am Ende der Abhandlung mit folgender Anordnung: Autorname, Vorname; Titel der Arbeit — Stelle, Bandzahl (arabische Zahl) doppelt unterstrichen (z. B. 33, im Druck halbfett). Erscheinungsort und Jahreszahl (es gilt das Erscheinungsjahr!) am Schluß.

Korrekturen auf das unbedingt Notwendige beschränken. Bei Änderungen des Textes muß bedacht werden, daß es sich um maschinellen Zeilensatz handelt. Wenn Worte geändert werden, muß die Buchstabenanzahl annähernd dieselbe sein (es muß sonst unter Umständen ein ganzer Absatz neu gesetzt werden). Änderungen des Textes nach erfolgtem Satz sind vom Autor zu bezahlen.

50 Sonderdrucke kostenlos, weitere auf Kosten des Verfassers.

Eiszeitalter und Gegenwart

Jahrbuch der Deutschen Quartärvereinigung

Herausgegeben im Auftrage des Vorstandes

von

PAUL WOLDSTEDT

DRITTER BAND

MIT 80 ABBILDUNGEN IM TEXT

1953

Verlag Hohenlohe'sche Buchhandlung Ferd. Rau, Ohringen/Württ.

<i>Eiszeitalter und Gegenwart</i>	<i>Band 3</i>	<i>Seite 1-224</i>	<i>Ohringen/Württ. 1. Juli 1953</i>
-----------------------------------	---------------	--------------------	-------------------------------------

*Gedruckt mit Unterstützung
der Deutschen Forschungsgemeinschaft*

Herausgegeben von Professor Dr. Paul Woldstedt, Bonn, Argelanderstraße 118
Für den Inhalt Ihrer Arbeiten sind allein die Verfasser verantwortlich.
Satz, Druck und Einband: Buchdruckerei H. Wolf, Öhringen

INHALT

A. Aufsätze	Seite
ADAM, KARL DIETRICH: <i>Elephas meridionalis</i> Nesti aus den altpleistozänen Sanden bei Aalen (Württemberg)	84
BANDI, H.-G. und MARINGER, J.: Das Werk Professor Dr. Hugo Obermaiers 1877—1946	136
FIETZ, ALOIS: <i>Pinus cembra</i> (Zirbelkiefer, Arve) aus dem Diluvium des Oberrheingebietes	47
FLINT, RICHARD FOSTER: Recent advances in North American Pleistocene stratigraphy	5
JASPERSEN, PAUL: Sanderbildung durch subglaziäre, aufsteigende Schmelzwasserströme?	129
KELLER, GERHARD: Die Beziehung des Rehburger Stadiums südlich Ankum (Kr. Bersenbrück) zur saaleeiszeitlichen Grundmoräne	58
NARR, KARL J.: „Lößmagdalénien“ und „Federmessergruppe“	50
NIETSCH, H.: Zur Problematik des Grenzhorizonts europäischer Sphagnummoore	37
RABIEN, ILSE: Die Vegetationsentwicklung des Interglazials von Wallensen in der Hilsmulde	96
SCHMID, ELISABETH: Eiszeitlicher „Kissenboden“ im südlichen Oberrheintal	79

	Seite
<i>SCHÖNHALS, ERNST:</i>	
Gesetzmäßigkeiten im Feinaufbau von Talrandlößen mit Bemerkungen über die Entstehung des Lößes	19
<i>SENARCLENS (v.) GRANCY, WALTER:</i>	
Gletscherspuren des Venter- und Gurgler Tales (Öztaler Alpen, Nordtirol)	65
<i>TODE, A. und Mitarbeiter:</i>	
Die Untersuchung der paläolithischen Freilandstation von Salzgitter-Lebenstedt	144
1. A. TODE: Einleitung	144
2. F. PREUL: Die geologische Bearbeitung	149
3. KONRAD RICHTER: Geröllmorphometrische und Einregelungsstudien	155
4. WILLI SELLE: Pollenanalytische Untersuchungen	161
5. KURT PFAFFENBERG: Pflanzenreste aus den Fundschichten von Lebenstedt	163
6. ADOLF KLEINSCHMIDT: Die zoologischen Funde	166
7. EKKE W. GUENTHER: Die bei der Grabung geborgenen Backenzähne von Elefanten	189
8. A. TODE: Archäologische Erkenntnisse	192
<i>Anhang. ADELHEID MÜLLER und W. SCHWARZ: Bakteriologische Untersuchungen</i>	216
<i>WOLDSTEDT, PAUL:</i>	
Über die Benennung einiger Unterabteilungen des Pleistozäns	14
B. Buchbesprechungen	221
C. Mitteilungen der Deutschen Quartärvereinigung	223

Recent advances in North American Pleistocene stratigraphy

Richard Foster Flint

Yale University, New Haven, Connecticut, U.S.A.

Introduction

The Glacial Map of North America (FLINT and others 1945) assembled the essentials of what was known of North American Pleistocene stratigraphy as of 1942; the map data were amplified by FLINT (1947). Since the map appeared, a large volume of field work by many geologists and some other scientists has resulted in much new information. The discussion that follows is a review of some of the more important advances made during the last decade, but chiefly during the last five years.

Extent of Nebraskan drift sheet

The outermost drift in southeastern Nebraska, northeastern Kansas, and northern Missouri had been thought to be probably Nebraskan, the oldest of the four American drift sheets. This opinion was based partly on the inference that because much of that drift consists only of scattered boulders, the drift must be the residuum of a sheet of till from which the fines had been removed by erosion, and that such removal must have required a long time.

This argument loses force when it meets the fact that much of the drift in question occupies a much-dissected belt of country with steep slopes, fringing the Missouri River, and some geologists have suspected that the outermost drift is not Nebraskan (First glacial) but Kansan (Second glacial). This view has been strengthened by test borings made in eastern Nebraska (E. C. REED, unpublished) and northeastern Kansas (FRYE & WALTERS 1950) where the outermost drift consists largely of continuous till. The borings show that the outer limit of the Nebraskan drift lies well inside the border of the Kansan drift, which overlaps and buries the Nebraskan drift border. By analogy it seems likely that the outermost drift in northern Missouri is likewise not Nebraskan but Kansan.

Borings through the Illinoian (Third glacial) drift in Illinois showed still earlier than in that State the Nebraskan drift sheet is less extensive than the Kansan, although both are buried beneath the Illinoian drift. Hence in a wide sector of the glaciated region the Nebraskan drift is less extensive than one or more younger drifts, and in no case is it the most extensive. In eastern United States where the outermost drift is variously Wisconsin (Fourth glacial), Illinoian, and Kansan, the Nebraskan drift has not been identified.

These data lead to the probability that the Nebraskan drift sheet is the least extensive of the drift sheets laid down by the Laurentide Ice Sheet, although in some districts, as in northeastern Iowa, it extends beyond the younger drifts. This probability takes on new interest in the light of the relations recently described (WIRTZ & ILLIES 1951) from the island of Sylt, off the west coast of Denmark. There are exposed coarse deposits of Scandinavian origin, possibly rafted on icebergs, and therefore suggesting a glacier that stopped short of Sylt. But the deposits lie in continuous stratigraphic sequence with fossil-bearing strata that are apparently uppermost Pliocene; hence, if glacial, they date from

the First glaciation. A First glacial ice sheet that fell short of the limits reached by its successors is what seems to be recorded in the United States, and if the reasoning leading to this view is accepted, then the related climatic fluctuation was common to both America and Europe.

Nonglacial sequence in Kansas, Nebraska, and South Dakota

Recent extensive studies have clarified the Pleistocene nonglacial sequence in the territory stretching westward from the Missouri River. There the rivers flowing eastward from the Rocky Mountains across the Great Plains built a series of alluvial fills alternating with erosional excavations. Thanks to the fossil-vertebrate content of the fills, the widespread presence of a distinctive layer of volcanic ash, and the stratigraphic relations of fills to till sheets, correlation in considerable detail has been possible. The sequence recognized in Nebraska and South Dakota is shown in Table I. Details for Kansas have been published by FRYE, SWINEFORD & LEONARD (1948), and for Nebraska by CONDRA, REED & GORDON (1950). The South Dakota column is detailed in a report by FLINT, now in course of publication by the United States Geological Society.

That the various sedimentary bodies differ conspicuously from each other as to grainsize is evident in Table I. However, no consistent correlation between these differences, and glacial- interglacial climatic fluctuations, exists. This suggests (although it does not prove) that grainsize changes are the result, at least in part, of factors other than climatic changes. They may be in part the result of broad crustal movements.

Table I — Correlation of Pleistocene alluvial deposits in Nebraska and South Dakota with the glacial sequence

Glacial sequence	Nonglacial sediments in Nebraska and South Dakota
Wisconsin (Fourth glacial)	Various glacial, alluvial and loess deposits
Sangamon (Third interglacial)	(Deep weathering)
Illinoian (Third glacial)	Loveland formation (valley phase) (silt and clay) Crete sand and gravel
Yarmouth (Second interglacial)	Sappa silt and clay (including Pearlette volcanic ash horizon)
Kansan (Second glacial)	Grand Island sand and gravel Red Cloud sand and gravel
Aftonian (First interglacial)	Fullerton silt and clay
Nebraskan (First glacial)	Holdrege sand and gravel

An interesting fact emerging from study of the fossils in the alluvial fills in Nebraska is that the most conspicuous faunal change occurred at the time of maximum extent of the Kansan ice sheet. This is not primarily a change from glacial to nonglacial, or vice-versa, but consists simply of strikingly new ele-

ments in the regional mammal-fauna. (See faunal chart in CONDRA, REED & GORDON 1950). The underlying cause of the change is not apparent.

Extent and stratigraphy of Illinoian deposits

When the Glacial Map of North America (FLINT and others 1945) was published, Illinoian drift had not been recognized west of the Mississippi River except in extreme southeastern Iowa.

Because of this, some geologists believed that in Illinoian time the ice sheet was confined to the northeastern part of North America, and deduced climatic and meteorologic consequences that seemed to be inconsistent with the probabilities. Recently, however, it has been shown to be present in South Dakota (WARREN, 1949) and Minnesota (R. V. RUHE, unpublished). In South Dakota the Illinoian drift border is everywhere buried beneath the more extensive Wisconsin drift; this fact delayed recognition of the presence of the older drift sheet. It now seems likely, therefore, that the Illinoian drift sheet continues northwestward, with an areal extent similar to that of the Wisconsin drift. If so, the climatic anomalies implicit in earlier, erroneous concepts of its extent disappear, and the distribution of the Illinoian in America becomes more nearly comparable with the distribution of the Saale drift in Europe.

In this connection it has come to be recognized that the extensive Loveland loess sheet is not Sangamon (Third interglacial) as was formerly supposed, but Illinoian. The areal distribution of the Loveland loess is consistent with the newly recognized, extended distribution of the Illinoian drift. There can be little doubt as to the genetic relationship of that loess to that drift.

The discovery of buried weathering profiles within the Loveland loess in Nebraska suggests that there were two or more episodes of loess sedimentation, well separated in time. As bursts of loess deposition within the Wisconsin (Fourth Glacial) sequence are correlated rather generally with glacial maxima, the implication of repeated expansions of the Illinoian ice sheet is plain. If in fact there were two such expansions, the Illinoian stratigraphy would resemble that of Germany according to the present view of WOLDSTEDT (1950, cf. p. 256, 302), with the Warthe drift sheet interpreted as the product of a second expansion of the ice sheet during the Saale glacial age.

It is worth noting also that the Illinoian ice sheet, rather than an earlier one, was responsible for the major drainage rearrangement that created the present Missouri River in North Dakota and South Dakota. The upper Missouri, in pre-Illinoian time, flowed east and north to the region of Hudson Bay; the Illinoian blockade and diversion, which has become permanent, has shifted the continental divide between the Arctic Sea watershed and the Gulf of Mexico watershed, far to the south of its former position.

Stratigraphy of the Wisconsin stage

During the past few years great advances have been made in our understanding of the Wisconsin drift. When the Glacial Map of North America was published the Wisconsin drift between the Mississippi River and the Rocky Mountains was very imperfectly known. Only two Wisconsin substages had been identified, and these were tentatively regarded as Iowan and Mankato, respectively. Again this led to deductions concerning the extent of the Wisconsin ice sheet and the climatic conditions controlling it, which, it is now evident, were erroneous. Coordinated mapping of the Wisconsin drift by several geologists in South Dakota, western Iowa, southwestern Minnesota, and eastern Nebraska

has established the presence, in that combined region, of four Wisconsin substages, the Iowan, Tazewell, Cary, and Mankato substages identified elsewhere on the Glacial Map of North America. The areal relations of these four substages are nearly identical in the two great glacial lobes--the Des Moines lobe in Iowa and Minnesota and the James lobe in South Dakota, indicating that the ice sheet responded in the same way to climatic fluctuations that affected both lobes simultaneously.

These relationships are described for Iowa by R. V. RUBE and for South Dakota by R. F. FLINT, in discussions now in course of publication. Subdivision of the Wisconsin drift is also in progress in North Dakota and Montana, but owing to thinness of the drift sheets, erosional dissection, and distance from the region in which the stratigraphy is best known, correlation is still somewhat uncertain.

In South Dakota and Iowa the four Wisconsin substages are separated from each other by sheets of loess. The loess between the Iowan and Tazewell drifts is, however, very thin and wholly unaltered; hence it is inferred that the Iowan-Tazewell interval was probably very short and witnessed only moderate withdrawal of the ice sheet from the region. As both the Tazewell drift and its overburden of loess are much thicker than the Iowan drift and loess, the Iowan glacial maximum can be thought of as a relatively short-lived advance pulse of a longer-lived though less extensive maximum of Tazewell date.

At many places west of the Mississippi River the Tazewell-Cary interval is marked by a zone of moderate weathering and soil development (although with a far less mature weathering profile than that produced during the Sangamon interglacial age). In contrast, the Cary-Mankato interval lacks the weathering zone, although in the region of subhumid climate it is characterized by a Chernozem soil. From these facts it seems likely that there is only one substantial break within the Wisconsin sequence, and that it intervened between the Tazewell and the Cary glacial sub-ages. During this break the ice-sheet margin may have withdrawn altogether from north-central United States. As the Iowan-Tazewell interval and the Cary-Mankato interval indicate a less marked change in conditions, the fourfold Wisconsin stratigraphic sequence may be viewed best, perhaps, as consisting of two pairs of two glacial maxima.

This view is supported and amplified by the results of recent study of loess stratigraphy in Illinois, Kansas, and Nebraska, outside the limits of the Wisconsin drift. In Illinois (LEIGHTON & WILLMAN 1950) the section is fivefold. The four upper units are correlated with Wisconsin glacial substages through tracing into the drift region. Respectively they underlie the Tazewell till, overlie the Tazewell till, overlie Cary outwash, and (as sandy deposits) overlie Mankato outwash, and hence are Iowan, Tazewell, Cary, and Mankato. The fifth and lowest unit overlies the Sangamon (Third interglacial) zone of weathering, underlies the Iowan loess (from which it is separated by a zone of slight leaching), and is areally related to outwash valley trains of major river valleys. These facts imply that this lowest Wisconsin loess — named Farmdale loess — represents a brief pre-Iowan glacial expansion that failed to reach as far south, in Illinois, as the Tazewell ice sheet. On this basis the first group of glacial maxima should be thought of not as a pair but a trio.

In Kansas (LEONARD 1951; FRYE & LEONARD 1951) the section is fourfold, and consists of three zones, distinguished principally on an invertebrate-faunal basis, separated from a fourth, overlying zone by a pronounced horizon of

Correlation		South Dakota & Iowa (FLINT; RUHE)	Illinois (LEIGHTON & WILLMAN)	Kansas (FRYE; LEONARD)	Nebraska (SCHULTZ, REED & others)		
Wisconsin stage	Mankato substage	Loess Drift	Eolian sand & ? loess Outwash	Bignell loess	Loess (undifferentiated)	Bignell loess	Loess (undifferentiated)
	Cary substage	Loess Drift	Loess Outwash				
	Brady Soil zone Tazewell substage	Loess Drift	Loess Drift	Peorian loess	Loess	Peorian loess	Loess (undifferentiated)
	Iowan substage' (& ? pre-Iowan)	Loess Drift	Loess — leaching zone — Farmdale loess		Loess Loess		
Sangamon soil zone							
Illinoian stage		Loveland loess Drift	Loveland loess Drift	Loveland loess	Loveland loess		

Table 2. — Apparent correlation of later Wisconsin drift and loess sheets according to information available at the end of 1951

weathering and soil development. There is reason to believe that the intervening horizon, termed Brady soil, represents the Tazewell-Cary interval. The lowest of the five zones in the loess is believed to correlate with the Farmdale loess in Illinois. However, unlike that loess it is not separated from the overlying zone by a leaching horizon, and this may reflect the fact that the Kansas sections are more distant from the border of the Wisconsin drift than are the sections in Illinois. The four overlying zones are believed to be respectively, Iowan, Iowan-Tazewell transition, Tazewell, and Cary-Mankato. The fact that in Kansas the Iowan loess is transitional into the Tazewell loess supplements the evidence in Iowa and South Dakota that the Iowan-Tazewell interval was brief and was not characterized by great shrinkage of the ice sheet. The fact that the Cary and Mankato loess sheets seem to form a single unit in Kansas probably reflects the considerable distance between Kansas and the outer limits of the Cary and Mankato drift sheets, a minimum of 200 miles traced along outwash routes.

In Nebraska (cf. SCHULTZ, LUENINGHOENER & FRANKFORTER 1951) the Wisconsin loess is subdivided into a lower part (Iowan and Tazewell) and an upper part (Cary and Mankato), the two parts separated by the Brady soil zone. Detailed examination of the invertebrate faunas very likely will lead to a more complete subdivision of the section, as has been done in Kansas.

The correlations mentioned above are shown in Table 2. According to them the Wisconsin stage is subdivided by the Brady soil into an upper pair and a lower pair of substages; if the fluctuation implied by the leaching of the Farmdale loess proves to be important, then the lower pair would become threefold, at least in Illinois.

A weathering zone at the stratigraphic position of the Brady soil — that is, between the Tazewell and Cary drift sheets — has been identified in Indiana (WAYNE & THORNBURY 1951, p. 16).

That the ice-sheet margin, during the Tazewell-Cary interval, stood farther north than Aylmer, Ontario, is suggested by widespread lacustrine deposits, apparently dating from that interval, in the Aylmer district (A. DREIMANIS, unpublished).

Undoubtedly the subdivisions are determined by climatic fluctuation, and speculation as to correlation with the Fourth Glacial sequence in Europe is unavoidable. The question arises whether the Rosenthaler Randslage (WOLDSTEDT 1950, p. 213) and the pre-Brandenburg Weichsel drift in Jutland (K. MÜLLERS, unpublished), representing apparently an early Fourth Glacial expansion of the Scandinavian Ice Sheet, may be the correlative of the ice advance suggested by the Farmdale loess, or whether it may represent the Iowan advance — or perhaps both.

The question arises also whether in central Europe the weathering horizon that separates the Younger Loess I from the Younger Loess II — the horizon representing the so-called „Aurignacian interval“ (cf. WOLDSTEDT 1950, p. 365) — is the correlative of the Brady soil zone. No fact presently known seems to stand in the way of such a correlation.

In South Dakota and Iowa the Iowan drift sheet is the most extensive of the Wisconsin (Fourth Glacial) substages. In contrast, in Illinois, Indiana, and Ohio the most extensive Wisconsin substage is the Tazewell. That the Iowan is present, at least in Illinois, is indicated by the presence of the Iowan loess; presumably the Iowan drift border passes beneath the Tazewell drift near the Mississippi River and continues eastward beneath the younger drifts. Regional

variations in the extents of successive ice sheets seem to find logical explanation in the atmospheric circulation pattern deduced from analogy with present-day short-period fluctuations (cf. FLINT & DORSEY 1945); specifically the deduced shift from a low-index pattern in Iowan time to a high-index in Tazewell time is consistent with the presently known borders of the two respective drift sheets.

In this connection it is interesting that the Wisconsin drift of the Green River lobe in northwestern Illinois, long of debatable correlation, has been established as Tazewell. Also this drift is more extensive than is shown on the Glacial Map of North America, as it extends west to the bluffs of the Mississippi River trench in Iowa (LEIGHTON & SHAFFER 1949).

In Indiana and Ohio the Tazewell and Cary drift sheets have been identified stratigraphically and the approximate positions of their borders determined. In Indiana, as already noted, the interval between them is represented by a zone of weathering. In Ohio this interval is represented by fossil logs of forest trees incorporated in Cary till (R. P. GOLDTHWAIT, unpublished; cf. FLINT & DEEVEY 1951, p. 286); in western Pennsylvania (SCHOPF & CROSS 1947; FLINT & DEEVEY 1951, p. 286) it is represented probably by peat.

It has been shown by BRETZ (1951, p. 422) that the Port Huron endmoraine in Michigan, formerly believed to represent the outermost position of the ice-sheet margin during the Mankato substage, actually was built during the later part of Cary time, and that the Mankato maximum is represented by the Manistee endmoraine, which lies farther north. This discovery brings the stratigraphic sequences on the two sides of Lake Michigan into agreement.

The Mankato maximum was separated from the earlier, Cary maximum by a pronounced shrinkage of the ice sheet. The ecology of peat accumulated near Two Creeks, Wisconsin (see references in FLINT & DEEVEY 1951, p. 262) during the shrinkage, and evidence of a pronounced lowering of the water in the Lake Michigan basin as it found a new outlet through the Strait of Mackinac (BRETZ 1951) indicate that the contemporaneous glacier margin stood north of the existing Great Lakes. Radiocarbon determinations on the Two Creeks peat date the peat at $11,400 \pm 350$ years, and from the radiocarbon dates of other materials it is inferred that Lake Algonquin III was in existence around 5,000 years ago and that the early Nipissing Great Lakes were in existence around 3,500 years ago (FLINT & DEEVEY 1951, p. 283—285). All these dates are rather surprisingly small; probably they indicate that the rate of melting of the Laurentide Ice Sheet accelerated during the later part of the Wisconsin Glacial age.

Evidence has continued to accumulate that two successive „postglacial“ seas occupied the St. Lawrence lowland. The first carried a dominantly cold fauna; the second seems to record temperate conditions. There are indications that an episode of expanded glaciers followed the two marine incursions, and that in the St. Lawrence valley upstream from Quebec City the glacier ice was not the Laurentide Ice Sheet but an ice cap centered in the Appalachian region south of the river (cf. OSBORNE 1951).

The latter fact is typical of events in the highland region of northeastern North America, in which many local ice caps and cirque glaciers survived the general ice-sheet deglaciation (FLINT 1951), thus greatly complicating the late-Wisconsin sequence of events.

A study by DEEVEY (1951) has shown that pollen sequences in Aroostook County, Maine, are remarkably similar to those in northern Europe, with an Alleröd-like zone succeeded by evidence of colder climate. DEEVEY (1951, p. 197)

suggested the „remote possibility“ that the Alleröd-like zone represents the Cary-Mankato interval, and that although the Mankato glaciation influenced the vegetation in Maine, Mankato ice did not reach that vicinity. Should this possibility be substantiated by further pollen studies, it would aid in fixing the still-unknown position of the Mankato glacial limit in the New England region.

It has been known for several years that two drift sheets of Wisconsin age are present in southeastern New England. This knowledge has been advanced by a recent detailed study (JUDSON 1949) of the Boston area, in which a young till and outwash are found in several places to overlie an older sequence of till and marine sediments, the older sequence having been oxidized and eroded before the advent of the younger.

Within the northeastern region mention should be made also of the valuable attempt by LEIGHTLY (1949) to reconstruct the glacial-age climatic conditions along the 49th parallel of latitude from the Rocky Mountains to Newfoundland, and the application by HARE (1951) of the study of present-day snowfall to the growth of the Laurentide Ice Sheet. Both papers have advanced our knowledge of the meteorologic circumstances of ice-sheet development.

Cordilleran region

Pleistocene studies in the Cordilleran region have been fewer than in the region covered by the ice sheet, but progress has been made. Detailed work in the Wind River Mountains in Wyoming and the La Sal Mountains in Utah have revealed a fourfold sequence of Wisconsin glacial deposits which, after further study, it should be possible to correlate with the Wisconsin stratigraphy of the Mississippi Valley region (G. M. RICHMOND, unpublished).

Frozen-ground phenomena

The study of frozen-ground phenomena associated with the glacial stages is less advanced in North America than it is in Europe. Publications thus far consist mainly of local descriptions; little attempt at regional synthesis has been made. One of the more extensive studies is that of PELTIER (1949) which describes flow earth in the valley of the Susquehanna River and its tributaries in Pennsylvania, and attempts to date this material with respect to bodies of glacial outwash with which it is in contact.

Conclusion

The foregoing account attempts to summarize briefly the chief advances made during the past few years in the stratigraphy of the North American glacial deposits. The coverage is very incomplete, because a space limitation forbade mention of a number of valuable papers in this general field. However, the reader interested in further study will find that the bibliographies contained in the papers listed below provide an extensive and up-to-date reading list.

References

- BRETZ, J. HARLEN (1951) The stages of Lake Chicago: their causes and correlations. - *Am. Jour. Sci.* **249**, p. 401-429.
- CONDRA, G. E., REED, E. C. & GORDON, E. D. (1950) Correlation of the Pleistocene deposits of Nebraska [Originally published 1947; revised by G. E. CONDRA & E. C. REED 1950]. - *Nebraska Geol. Survey, Bull.* **15A**, 74 pages.
- DEEVEY, E. S., JR. (1951) Late-glacial and postglacial pollen diagrams from Maine. - *Am. Jour. Sci.* **249**, p. 177-207.

- FLINT, R. F. & DORSEY, H. G., Jr. (1945) Iowan and Tazewell drifts and the North American Ice Sheet. - *Am. Jour. Sci.* **243**, p. 627-636.
- and others (1945) Glacial Map of North America. - *Geol. Soc. Am., Spec. Paper* 60, Part I - Glac. map (in color); Part II - Explanatory notes, 37 pages.
- FLINT, R. F. (1947) Glacial geology and the Pleistocene epoch. New York: John Wiley & Sons, 589 pages. — (1951) Highland centers of former glacial outflow in northeastern North America. - *Bull. Geol. Soc. Am.* **62**, p. 21-38.
- FLINT, R. F. & DEEVEY, E. S., Jr., (1951) Radiocarbon dating of late-Pleistocene events. - *Am. Jour. Sci.* **249**, p. 257-300.
- FRYE, J. C., SWINEFORD, ADA & LEONARD, A. B. (1948) Correlation of Pleistocene deposits of the central Great Plains with the glacial section. - *Jour. Geol.* **56**, p. 501-525.
- & WALTERS, K. L. (1950) Subsurface reconnaissance of glacial deposits in northeastern Kansas. - *Kansas Geol. Survey, Bull.* **86**, pt. 6, p. 141-158.
- & LEONARD, A. B. (1951) Stratigraphy of the late Pleistocene loesses of Kansas. - *Jour. Geol.* **59**, p. 287-305.
- HARE, F. K. (1951) The present day snowfall of Labrador-Ungava. - *Am. Jour. Sci.* **249**, p. 654-670.
- JUDSON, Sheldon (1949) The Pleistocene stratigraphy of Boston, Massachusetts and its relation to the Boylston Fishweir. - p. 7-48 in: *The Boylston Street Fishweir II. A study of the geology, palaeobotany, and biology of a site on Stuart Street in the Back Bay district of Boston, Massachusetts*, by E. S. BARGHOORN, and others. - *Papers of the Robert S. Peabody Foundation for Archaeology* **4**, no. 1.
- LEIGHLY, John (1949) On continentality and glaciation. - *Geogr. Annaler*, p. 133-145.
- LEIGHTON, M. M. & SHAFFER, P. R. (1949) Newly discovered extension of the Labradorian ice sheet into eastern Iowa during the Tazewell substage of the Wisconsin stage [Abstr.]. - *Bull. Geol. Soc. Am.* **60**, p. 1904.
- & WILLMAN, H. B. (1950) Loess formations of the Mississippi Valley. - *Jour. Geol.* **58**, p. 599-623.
- LEONARD, A. B. (1951) Stratigraphic zonation of the Peoria loess in Kansas. - *Jour. Geol.* **59**, p. 323-332.
- OSBORNE, F. F. (1951) Parc des Laurentides ice cap and the Quebec sea. - *Naturaliste Canadien* **78**, p. 221-251.
- PELTIER, L. C. (1949) Pleistocene terraces of the Susquehanna River, Pennsylvania. - *Pennsylvania Geol. Survey, 4th ser., Bull.* **G23**, 158 pages.
- SCHOPF, J. M. & CROSS, A. T. (1947) A glacial age peat deposit near Pittsburgh. - *Am. Jour. Sci.* **245**, p. 421-433.
- SCHULTZ, C. B., LUENINGHOENER, G. C. & FRANKFORDER, W. D. (1951) A graphic resumé of the Pleistocene of Nebraska (with notes on the fossil mammalian remains). - *Bull. Univ. Nebraska State Museum* **3**, no. 6, 41 pages.
- WARREN, C. R. (1949) Probable Illinoian age of part of the Missouri River [Abstr.]. - *Bull. Geol. Soc. Am.* **60**, p. 1926.
- WAYNE, W. J. & THORNBURY, W. D. (1951) Glacial geology of Wabash County, Indiana. - *Bull. Indiana Geol. Survey* **5**, 39 p.
- WIRTZ, Daniel & ILLIES, Henning (1951) Lower Pleistocene stratigraphy and the Plio-Pleistocene boundary in northwestern Germany. - *Jour. Geol.* **59**, p. 463-471.
- WOLDSTEDT, Paul (1950) Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. Stuttgart, K. F. Koehler, 464 pages.

Ms. eingeg. 13. 5. 52

Anschr. d. Verf.: Prof. R. F. Flint, Yale Univ., Dep. of Geology, New Haven, Conn., USA.

Über die Benennung einiger Unterabteilungen des Pleistozäns

Von Paul Woldstedt, Bonn

In Deutschland ist es nach dem Vorschlage von Albrecht PENCK üblich geworden, die Interglazialzeiten nach den begrenzenden Eiszeiten zu benennen. Man spricht von Mindel-Riß-Interglazialzeit, Riß-Würm-Interglazialzeit usw. Dementsprechende Bezeichnungen sind für Norddeutschland verwendet worden (Elster-Saale-Interglazialzeit usw.). Mit Recht hat R. GRAHMANN (1951) geltend gemacht, daß es sonst in der Geologie nicht üblich sei, einen Horizont oder eine Stufe nach den sie oben und unten begrenzenden Horizonten oder Stufen zu benennen. Er hat deshalb vorgeschlagen, die Interglazialzeiten durch die Vokale I, O und U zu bezeichnen, wobei I, im Alphabet zwischen Günz und Mindel stehend, die älteste, O, zwischen Mindel und Riß, die mittlere, schließlich U, zwischen Riß und Würm, die letzte Interglazialzeit bezeichnen sollte. Aber hier ergibt sich schon die erste Schwierigkeit: wie, wenn noch eine Interglazialzeit mehr vorhanden wäre, etwa zwischen Altriß und Jungriß? Dann fehlt ein Vokal zu ihrer Bezeichnung.

Aber auch sonst ist es in der Geologie im allgemeinen nicht üblich, Stufen einfach durch Buchstaben zu bezeichnen. So hat auch GRAHMANN vorgeschlagen, die Namen der Thüringischen Flüsse Ilm, Orla und Unstrut als Bezeichnungen für die drei Interglazialzeiten zu verwenden. Aber auch dies ist nicht recht befriedigend. Denn abgesehen davon, daß hier jede räumliche Beziehung fehlt, ist die Bezeichnung auch leicht irreführend. Die bekannteste Interglazialablagerung im Ilmgebiet, der Travertin von Taubach-Ehringsdorf, gehört nicht in die erste (Ilm-)Interglazialzeit, sondern in die letzte (GRAHMANN's Unstrut-Interglazialzeit). Der bekannte Fundpunkt Wangen aus der mittleren Interglazialzeit (Orla nach GRAHMANN) liegt ausgerechnet an der Unstrut usw. So dürfte die Gefahr erheblicher Verwechslungen vorliegen.

Es fragt sich, wie wir in diesem Dilemma weiterkommen. M. E. können wir nur den Weg beschreiten, der auch sonst in der Geologie üblich ist, d. h. wir müssen die Interglaziale nach typischen Lokalitäten oder Gebieten typischer Ausbildung bezeichnen. Wenn wir dabei das alphabetische System anwenden können, dann ist das natürlich ein großer Vorteil. Geht es nicht — und in sehr vielen Fällen wird es nicht gehen — dann müssen wir uns damit abfinden. Bei der heute üblichen Einteilung des Miozäns paßt es zunächst mit dem Alphabet ganz gut: Aquitan, Burdigal, Helvet — aber dann kommt erst das Torton und dann das Sarmat!

Bis es gelingt, eine weltweite Gliederung des Eiszeitalters aufzustellen, müssen zunächst lokale Gliederungen aufgestellt werden. Man kann erst dann parallelisieren, wenn die örtlichen Gliederungen gesichert sind und sich Brücken von einer Gliederung zur anderen ergeben. So wird im folgenden zunächst eine Gliederung für das Nordeuropäische Vereisungsgebiet vorgeschlagen. Es sollen dabei die Namen für die drei sicher nachgewiesenen Vereisungen: Elster, Saale und Weichsel zunächst beibehalten werden, wenn sich auch manches dagegen einwenden läßt. Aber noch scheint mir der Zeitpunkt für eine einfache Übertragung der alpinen Namen auf Norddeutschland nicht gekommen zu sein. Wenn ich auch persönlich der Ansicht bin, daß die norddeutsche Saalevereisung der alpinen Rißvereisung entspricht, so gibt es doch andere, die Riß mit Warthe

parallelisieren. Wenn also jemand in Norddeutschland von Riß spricht, muß er immer hinzusetzen, was er eigentlich meint, d. h. ob Saale oder Warthe. Dagegen liegen die Begriffe „Saale“ und „Warthe“ für Norddeutschland fest. Es erscheint deshalb richtiger, zunächst noch die alten Bezeichnungen zu verwenden, d. h. für Norddeutschland und die angrenzenden Gebiete eine lokale Gliederung aufzustellen. Für die Interglazialzeiten werden, wie gesagt, am besten Lokalitäten oder typische Gebiete herangezogen. Da es auch sonst in der Geologie üblich ist, möglichst marine Bildungen für die Benennung zu verwenden, weil sie sich meist über größere Erstreckung hin verfolgen lassen, so sollte dies nach Möglichkeit auch im Pleistozän geschehen. Wenigstens in einigen Fällen macht das keine Schwierigkeit.

Den Namen für die letzte Interglazialzeit wird man am besten von den Eemablagerungen ableiten, wie dies ja auch schon mehrfach vorgeschlagen worden ist (u. a. H. GAMS 1935, v. d. VLERK & FLORSCHÜTZ 1950). Man sollte also einfach von einer Eem-Warmzeit usw. sprechen. Auch für die vorhergehende Interglazialzeit (Elster-Saale) haben wir entsprechende marine Bildungen, und zwar die der Holstein-See. Ich schlage deshalb für diese Interglazialzeit die Bezeichnung *Holstein-Warmzeit* vor.

Hierbei ist kurz Stellung zu nehmen zu Ausführungen von K. GRIPP (1952) über den Begriff „Holstein-See“. GRIPP hält diese von A. PENCK (1922) eingeführte Bezeichnung für ungünstig, weil sie zu Verwechslungen mit dem miozänen „Holsteiner Gestein“ Anlaß geben könne, und schlägt deshalb den Namen „Stör-See“ vor. Aber ist die Gefahr einer Verwechslung wirklich vorhanden? Ich glaube, doch wohl kaum. „Holsteiner Gestein“ ist keine Stufenbezeichnung, sondern eine — eigentlich nur lokal bekannte — Bezeichnung für ein bestimmtes Geschiebe aus dem Miozän. Von einem Holstein-See oder einer Holsteiner Stufe im Miozän ist niemals die Rede gewesen. Wenn wir hier Verwechslungen befürchten wollten, dann müßten wir sie ebenso erwarten, wenn wir einerseits von „Saale-Eiszeit“, andererseits von „Saalischer Faltung“, „Saalischer Phase“ usw. sprechen.

Wenn die Bezeichnung „Holstein-See“ oder „Holstein-See“ noch nicht eingeführt wäre, könnte man aus den von GRIPP angegebenen Gründen von ihrer Einführung absehen. Wo sie aber im Schrifttum, und zwar auch im ausländischen, weitgehend Aufnahme gefunden hat — z. B. in den Lehrbüchern von WRIGHT (1937) und FLINT (1947) — halte ich ihre Ersetzung durch die Bezeichnung „Stör-See“ für nicht günstig, weil dann erst recht Verwirrung geschaffen würde.

Es entsteht die Frage nach einer passenden Bezeichnung für die vor der Elstereiszeit liegende Warmzeit. Als einziges in seiner stratigraphischen Lage gesichertes Vorkommen ist hier das *Cromer Forest Bed* in East Anglia zu nennen, und so ist ja auch bereits mehrfach der Vorschlag gemacht worden, es für die Benennung dieser Warmzeit zu verwenden (u. a. Cl. & E. M. REID 1915, GAMS 1935). Fauna und Flora zeigen, daß es sich bei der *Cromer-Stufe* um eine echte Warmzeit von ähnlichem Charakter wie bei den späteren handelt.

Vor ihr liegt eine Kaltzeit, die man nach dem Weybourne-Crag in Ostengland mit seinem starken Einschlag nordischer Mollusken vorläufig am besten als *Weybourne-Kaltzeit* bezeichnet. Von vielen wird in ihr ein Äquivalent der alpinen Günzeiszeit gesehen. Zu einer ausgedehnten Vereinigung scheint es aber im nordeuropäischen Raum noch nicht gekommen zu sein.

Vor der Weybourne-Kaltzeit scheint die *Tegelen-Warmzeit* einzuordnen zu sein. Ihre bekanntesten Fundpunkte liegen an der deutsch-holländi-

schen Grenze. Mehrfach ist im Schrifttum die Rede von einem Tegelen-Interstadial. Aber hier dürfte — bewußt oder unbewußt — die Milankovitch-Kurve hineinspuken, die zwischen Günz I und Günz II ein Interstadial zeigt. Aber bei einer Flora mit *Magnolia* und *Vitis* und bei einer Fauna mit *Macacus florentinus* von einem „Interstadial“ zu sprechen, scheint mir nicht angebracht zu sein. Mit dem Begriff des Interstadials ist immer die Vorstellung des Kalten verbunden. Hier aber handelt es sich um eine echte Warmzeit. Man bezeichnet sie am besten einfach als Tegelen-Warmzeit.

Davor liegt wieder eine kältere Phase, die die Tegelenstufe von der oberpliozänen Reuverstufe trennt. Man wird sie vorläufig am besten als Butley-Stufe bezeichnen — nach dem Red Crag von Butley, der eine erste Invasion kalter Arten erkennen läßt (ZEUNER 1937). Wie weit wir in der Butley-Stufe eine echte Kaltzeit hatten, bedarf noch genauerer Untersuchungen. In den Niederlanden wird die Foraminiferenfauna nach v. d. VLERK & FLORSCHÜTZ in dieser Zeit beherrscht von *Elphidiella arctica*, die 70—75% der totalen Foraminiferenfauna ausmacht.

Wir kommen danach zu folgender Gesamtgliederung des nordeuropäischen Pleistozäns.

			Holozän
Wechsel-Eiszeit	}	Jung-	} Pleistozän
Eem-Warmzeit			
Saale-Eiszeit	}	Mittel-	
Holstein-Warmzeit			
Elster-Eiszeit	}	Alt-	
Cromer-Warmzeit			
Weybourne-Kaltzeit	}	Alt-	
Tegelen-Warmzeit			
Butley-Kaltzeit			
Reuver-Stufe			Pliozän

Wollte man — was nicht unbedingt nötig erscheint — auch für die Alpen zunächst noch eine Lokalgliederung aufstellen, so käme es darauf an, geeignete Namen für die Interglazialzeiten zu finden. Es wäre das eigentlich Sache der alpinen Quartärforscher; aber es seien hier wenigstens ein paar Vorschläge zur Diskussion gestellt. Man wird wieder von typischen Vorkommen auszugehen haben. Als solches der Letzten Interglazialzeit könnte vielleicht die Schieferkohle von Uznach-Kaltbrunn mit den dazugehörigen See- und Deltabildungen gelten. Denn diese gehören weder in eine Eiszeit, wie BROCKMANN-JEROSCH (1910) meinte, noch sind sie auf zwei verschiedene Interglazialzeiten zu verteilen, wie JEANNET (1923) annahm. Sondern offenbar handelt es sich bei der ganzen Serie um eine einheitliche Verlandungsfolge der Letzten Interglazialzeit, bei der der See von Uznach-Kaltbrunn erst mit Bändertonen, dann mit Seekreide und schließlich mit Moorbildungen ausgefüllt wurde. Man könnte also die Letzte Interglazialzeit in den Alpen als Uznach-Warmzeit bezeichnen, wobei das alphabetische System zur Geltung käme. Ein Pollendiagramm aus dieser Interglazialzeit hat Helga REICH (1952) bekannt gemacht. Es gleicht in den wesentlichen Zügen den aus dem Nordeuropäischen Vereisungsgebiet beschriebenen.

Als bekanntester Fundpunkt aus der Mindel-Riß-Interglazialzeit gilt die Höttinger Breccie bei Innsbruck. Ob die geologische Einstufung in die Mindel-Riß-Warmzeit durch die Untersuchungen von PENCK (1921), KLEBELSBERG (1929) und anderen absolut gesichert ist, entzieht sich meiner Beurteilung. So mögen

die alpinen Quartärforscher entscheiden, ob man diese Warmzeit als H ö t t i n g - Warmzeit bezeichnen kann. (Es wäre dann wenigstens der zweite Buchstabe ein O). H. GAMS (1935) wollte für diese Interglazialzeit den Namen „Dürntenien“ einführen. Dieser erscheint auf keinen Fall dafür geeignet. Denn die Schieferkohle von Dürnten gehört mit großer Wahrscheinlichkeit ebenso wie die von Uznach in die Letzte Interglazialzeit (Riß-Würm). Die Zusammensetzung der Flora — typischer Eichenmischwald, aber Fehlen von *Fagus* — spricht dafür ebenso wie die Fauna.

Besonders schwierig wird es sein, einen geeigneten lokalen Namen für die alpine Günz-Mindel-Interglazialzeit zu finden. Mir ist kein sicherer Fundpunkt aus dieser Warmzeit bekannt außer vielleicht L e f f e, das aber für eine Namensgebung wohl kaum in Frage kommt, weil in den Aufschlüssen von Leffe offenbar noch mehrere ältere Warmzeiten vertreten sind (vgl. LONA 1950 und VENZO 1950).

Will man nun weitergehen und eine internationale weltweite Gliederung aufstellen, so sollte man für die Eiszeiten die alpinen Namen verwenden. Sie haben bereits jetzt internationale Bedeutung und werden in zahlreichen nicht alpinen Gebieten verwendet. Für die Interglazialzeiten sollten wieder möglichst weit verbreitete marine Stufen zugrunde gelegt werden. Man könnte dabei an die mediterranen marinen Stufen denken, und könnte M o n a s t i r für die Letzte (Riß-Würm), T y r r h e n für die Mindel-Riß, M i l a z z o für die Günz-Mindel-Interglazialzeit und schließlich S i z i l für die vor der Günz-Eiszeit liegende warme Phase (die vielleicht dem Tegelen entspricht) verwenden. Aber die stratigraphische Einordnung dieser Niveaus, besonders der älteren, ist doch noch nicht in jeder Beziehung gesichert, und so muß man vorläufig wohl eine Weltgliederung des Pleistozäns verschieben, bis die Einordnung der marinen Niveaus einwandfrei gelungen ist.

Zu der Einteilung in Alt-, Mittel- und Jungpleistozän ist noch folgendes zu bemerken. Die Einteilung wurde auf der Internationalen Quartär-Konferenz in Leningrad im Jahre 1932 festgelegt. Damals wurde davon ausgegangen, daß man im Höchsthalle mit vier Eiszeiten zu rechnen habe. So wurden Günz und Mindel mit der dazwischenliegenden Warmzeit als Alt-Pleistozän zusammengefaßt. Das Mittelpleistozän sollte die „lange“ mittlere Interglazialzeit und die Riß-Eiszeit, das Jungpleistozän die Letzte Interglazialzeit und die Letzte Eiszeit umfassen. Entsprechend der Erkenntnis, daß bereits vor der Günzzeit eine oder vielleicht mehrere kalte Zeiten auftraten, hat der Internationale Geologen-Kongreß 1948 in London die Grenze zum Pliozän heruntergeschoben bis zum Beginn der ersten Kaltzeit. Dadurch wird der als Altpleistozän zusammengefaßte Zeitraum erheblich vergrößert. Wahrscheinlich ist er mindestens so lang wie Mittel- und Jungpleistozän zusammen. Aber es erscheint doch nicht ratsam, aus diesem Grunde die Einteilung wieder zu ändern. Bei unseren sonstigen geologischen Einteilungen sind es ja auch nicht immer gleiche Zeiträume, die wir voneinander abtrennen. Man könnte höchstens daran denken, die ältesten, vor der Günz-Eiszeit liegenden Stufen als „Ältest-Pleistozän“ zu bezeichnen.

S c h r i f t e n n a c h w e i s.

- BROCKMANN-JEROSCH, H.: Die fossilen Pflanzenreste des glazialen Deltas bei Kaltbrunn. - Jb. St. Gall. naturf. Ges. f. 1908 u. 1909, S. 1-189. St. Gallen 1910.
FLINT, R. F.: Glacial Geology and the Pleistocene Epoch. New York u. London 1947.
GAMS, H.: Beiträge zur Mikrostratigraphie usw. - Ecl. geol. Helv. 28. 1935.
GRAHMANN, R.: Begriffe in der Quartärforschung. - Eiszeitalter u. Gegenwart 1, S. 69 bis 73. 1951.

- GRIPP, K.: Überblick über das geologische Schrifttum [von Schleswig-Holstein] 1939 bis 1948. - Meyniana, Veröff. geol. Inst. Univ. Kiel 1, S. 1-14. 1952.
- JEANNET, A.: Les charbons feuilletés de la Vallée de la Linth etc. - Beitr. z. Geol. d. Schweiz, Geotechn. Serie, 8. Lief., Zürich 1923.
- KLEBELSBERG, R. v.: Neue Aufschlüsse im Gelände der Höttinger Breccie. - Z. f. Gletscherkunde 17, S. 319-323. 1929.
- LONA, F.: Contributi alla storia della vegetazione e del clima nella Val Padana. - Atti Soc. ital. Sci. Nat. 89, S. 123-178. Milano 1950.
- PENCK, A.: Die Höttinger Breccie usw. - Abh. preuß. Akad. Wiss. Berlin 1920, Phys.-mat. Kl. Nr. 2. 1921. — Die Eemschwingung. - Verh. Geol. Mijnb. Gen., Geol. Ser. 6. 1922.
- REICH, Helga: Zur Vegetationsentwicklung des Interglazials von Großweil. - Eiszeitalter u. Gegenwart 2, S. 108-111. 1952.
- REID, Cl. & E. M.: The Pliocene Floras of the Dutch-Prussian border. - Med. Rijksopspor. van delfst. Nr. 6. 1915.
- VENZO, S.: Rinvenimento di *Anancus arvernensis* etc. - Atti Soc. ital. Sci. Nat. 89, S. 43-122. Milano 1950.
- V. D. VLERK, J. M. & FLORSCHÜTZ, F.: Nederland in het Jjstijdvak. Utrecht 1950.
- WRIGHT, W. B.: The Quaternary Jce Age. 2^d ed. London 1937.
- ZEUNER, F. E.: A Comparison of the Pleistocene of East Anglia with that of Germany. - Proc. Prehist. Soc. 1937.

Ms. eingeg. 30. 9. 1952.

Anschr. d. Verf.: Prof. Dr. P. Woldstedt, Bonn, Beethovenstraße 56.

Gesetzmäßigkeiten im Feinaufbau von Talrandlößten mit Bemerkungen über die Entstehung des Lößes

Von Ernst SchönhalS, Wiesbaden. Mit 13 Abbildungen.

Einleitung

Der echte, vom Wind herangewehte kalkhaltige Löß hat bekanntlich eine homogene Beschaffenheit, die darauf beruht, daß der langsam niedersinkende Staub nur noch geringe Schwankungen in seiner Korngrößenzusammensetzung aufweist. Einem ganz anderen Habitus besitzt der Löß in jenen Gebieten, in denen der Absatz des normalen Lößes von der Anwehung gröberer Materials beeinflußt oder gar unterbrochen wurde. Da der gröbere Kornanteil nur bis in die Randzonen seines Ursprungsgebietes transportiert werden konnte, nahm dort der Löß eine gröbere Beschaffenheit an. In vielen Fällen hat nicht nur eine Vermischung von Löß und Sand stattgefunden, sondern es trat auch in „staubarmen Zeiten“ eine selbständige Ablagerung der gröberer Bestandteile in Form von Sandbändern ein, deren Mächtigkeit und Zahl je nach der Entfernung vom Auswehungsgebiet wechseln, wie später noch gezeigt wird.

Die günstigsten Voraussetzungen für die Einwehung von gröberer Körnern bestanden in den Randgebieten unserer Flüsse, soweit sie den Sedimentationsraum des Lößes durchflossen. Wir kennen derartig geschichtete Löße aus verschiedenen Landschaften, so z. B. vom Niederrhein, wo sie von BREDDIN (1926, 1927) näher beschrieben wurden. Auch am Ostrand der Magdeburger Börde stellen sich neben gröberer Lößen von Sandbändern durchzogene Löße ein, die auf der zeitweiligen Einwehung von Sand aus dem benachbarten Elbe-Tal beruhen (SCHÖNHALS 1952). Größere und geschichtete Löße finden sich auch im Rheingau, wo sie das Nordufer des Rheins von Wiesbaden-Biebrich bis westlich Geisenheim begleiten (SCHÖNHALS 1950). In ähnlicher Ausbildung wurde diese sandige Lößfazies, die nichts mit „Fließlößen“ oder vom Wasser verlagerten Lößen zu tun hat, auch am Schwarzwaldrand nördlich Freiburg und an der Westseite des Kaiserstuhls vom Verfasser beobachtet. Sie ist weiterhin in anderen nordwest- und süddeutschen Lößgebieten anzutreffen. Auch aus Osteuropa (VOGEL 1950) und Nordamerika (mündliche Mitteilung von Herrn Prof. FRYE, State Geological Survey of Kansas) wird von geschichteten Lößen in der Nähe von Flüssen berichtet. Diese wenigen Beispiele genügen bereits, um zu zeigen, daß derartige Windablagerungen in zahlreichen Lößgebieten vorkommen.

Besonders gut ausgebildete geschichtete Löße lernte der Verfasser in Nordböhmen kennen, und zwar zwischen Königgrätz (Hradec Králové) an der Elbe und Neu-Bydžov-Chlumec an der Cidlina im Westen. Da der Löß in zahlreichen Ziegeleien und Lehmgruben aufgeschlossen ist, war es möglich, spezielle Untersuchungen durchzuführen, über die im folgenden berichtet werden soll. Dabei kann jedoch auf stratigraphische und paläopedologische Ergebnisse nicht eingegangen werden (SCHÖNHALS 1951).

1. Allgemeines

Hinsichtlich der Verbreitung des Lößes bildet die Elbe zwischen Josefstadt im N und Pardubitz im S eine markante Grenze, insofern nämlich, als östlich des Flusses der Löß völlig fehlt, während er am Westufer des bis zu 3 km breiten Elbe-Tales unmittelbar beginnt und auf eine Entfernung von 4—8 km in einer fast geschlossenen Decke den Untergrund verhüllt (Abb. 1). Weiter in

westlicher Richtung löst sich die Lößdecke stärker auf, so daß die Kreideschichten (Pläner) auf großen Flächen zutage anstehen. Die Mächtigkeit des Lößes überschreitet im allgemeinen 1,5 m. An zahlreichen Stellen erreicht die gelbe Staubdecke auch mehr als 10 m. Vereinzelt wurden sogar annähernd 20 m gemessen, aber nur dort, wo mehrere Löße mit ihren typischen Böden erhalten geblieben sind. Mit Ausnahme dieser wenigen Vorkommen gehört die Hauptmasse des Lößes dem jüngeren Würm an und zwar dem Würm III. Die Untersuchungen betreffen also — wenn nicht besonders angegeben — nur diesen jüngsten Löß.

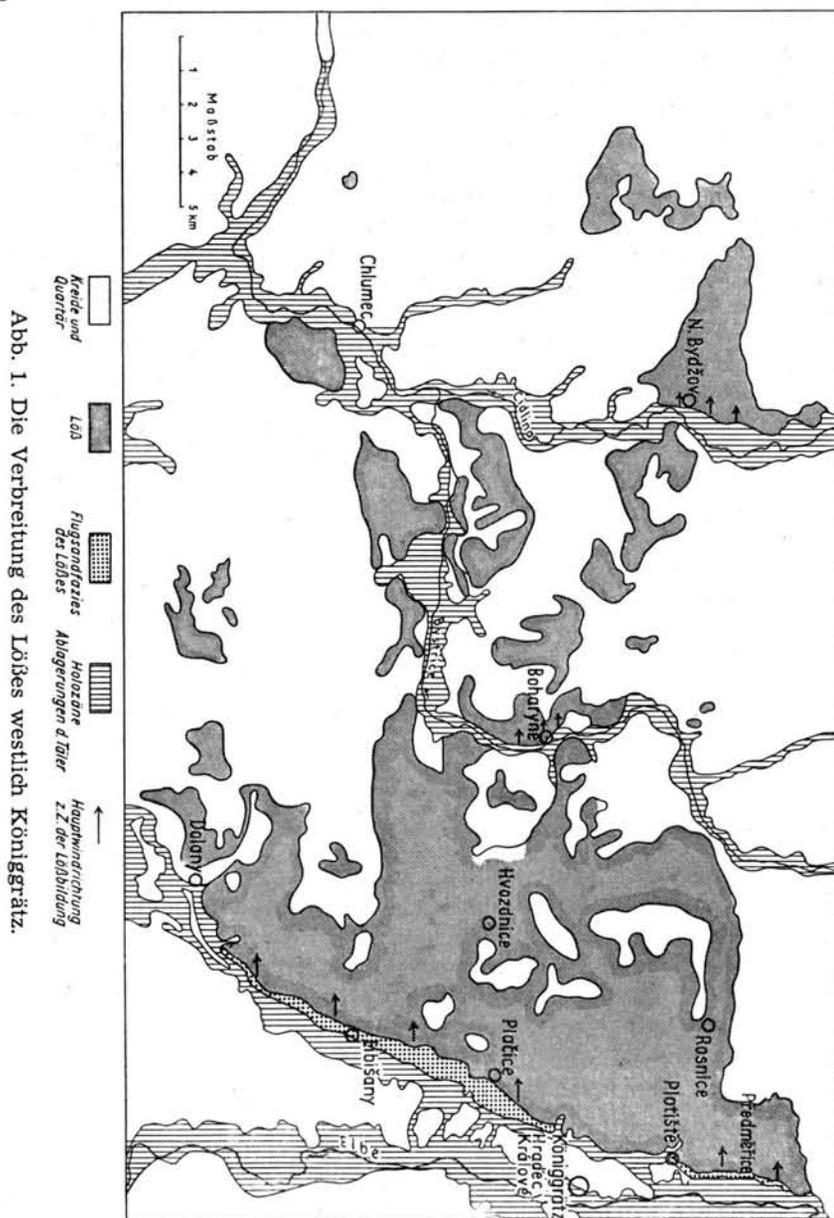


Abb. 1. Die Verbreitung des Lößes westlich Königgrätz.

In der Ausbildung des Lößes lassen sich mehrere Faziesbereiche unterscheiden, die sich von der Elbe aus in westlicher Richtung aneinanderreihen. So kann man zunächst entlang des Westufers die sog. Flugsandfazies verfolgen. Sie hat eine unterschiedliche Breite. Meist ist es auch nicht mehr möglich, ihre ursprüngliche Ausdehnung zu bestimmen, da ein Teil durch jüngere Erosion zerstört wurde. An manchen Stellen, so z. B. westlich und nordwestlich Königgrätz, fiel der zur Flugsandfazies gehörige Streifen restlos der Erosion zum Opfer, ja auch die daran anschließende Bänderfazies ist teilweise verschwunden. Zwischen Libišany und Plačice kann allerdings die ursprüngliche Breite noch beobachtet werden, und zwar erreicht sie über 500 m (Abb. 1). Mitunter tritt die Flugsandfazies auch morphologisch in Erscheinung, so z. B. nördlich Libišany, wo zwei parallel verlaufende Flachdünen, durch eine etwa 200 m breite Einmündung getrennt, noch zu erkennen sind. Die zwischen Plačice und Plotiště vorkommenden Randdünen der Flugsandfazies sind dagegen durch Abtragung teilweise eingeebnet und girlandenartig aufgeteilt.

An die Flugsandfazies schließt sich die Bänderfazies an, die dadurch gekennzeichnet ist, daß Sandbänder den echten kalkhaltigen Löß durchziehen. Die Zahl der Sandbänder und ihre Mächtigkeit wechseln mit der Entfernung vom Talrand, wie weiter unten im einzelnen noch erläutert wird. Die Bänderfazies erlangt eine Breite von maximal ca. 700 m, allerdings werden in dieser Entfernung vom Westufer der Elbe nur noch wenige dünne Sandbänder beobachtet, deren Hauptmasse auf die ersten 500 m beschränkt bleibt. Mit dem Zurücktreten bzw. Verschwinden der Sandbänder beginnt eine dritte Zone, die als Übergangsfazies bezeichnet wird. Der Löß weist hier noch eine etwas gröbere Körnung auf; mitunter sind auch noch dünne Sandschmitzen eingelagert. Erst die nun anschließende Normalfazies besitzt die gleichmäßige, typische Lößkörnung; Sandbänder fehlen darin. Die normale Ausbildung wird nur dort noch einmal unterbrochen, wo durch neu auftretende Ausblasungsräume wiederum gröberes Material in den Löß gelangte. Derartige Zonen, die im allgemeinen wiederum an selbständigen Sandeinlagerungen zu erkennen sind, schließen sich an die Westränder des Bystrice- und Cidlinatales an (vgl. Abb. 1).

Im Mittelpunkt der Untersuchungen standen die in den Löß eingeschalteten Sandbänder, insbesondere ihre Verteilung im Profil und die Veränderungen in horizontaler Richtung. Als besonders geeignet erwies sich das Gebiet westlich Königgrätz, vor allem weil hier alle Faziesbereiche vorhanden und gut aufgeschlossen sind. Außerdem heben sich die Sandbänder wegen ihrer roten Farbe deutlich von dem gelben Löß ab, was für die durchzuführenden Messungen von großem Vorteil war. Die rote Farbe beruht auf dem in der Vorbergzone des Riesengebirges und der Sudeten vorkommenden Rotliegenden, das auch an den pleistozänen und holozänen Ablagerungen der Elbe Anteil hat (rote Auelehme).

2. Spezielle Untersuchungen

Da es nicht möglich war, alle Beobachtungen und Messungen an Ort und Stelle auszuwerten, wurden die einzelnen Sandbänder auf etwa 5 cm breiten Papierstreifen, wie sie für Registrierkassen Verwendung finden, aufgezeichnet. Man erhielt dadurch ein naturgetreues Abbild der vorher glatt abgestochenen Profilwand mit den einzelnen Sandbändern, deren Dicke durch vorheriges Anritzen der Ober- und Unterseite besser erkennbar war. Auf diese Weise konnten in verhältnismäßig kurzer Zeit alle wichtig erscheinenden Profile aufgenommen werden. Bei der späteren Auswertung stellte es sich jedoch als notwendig heraus, nur Mächtigkeiten von 0,5, 1, 1,5, 2 cm usw. zu unterscheiden, damit eine rechnerische und graphische Auswertung möglich war.

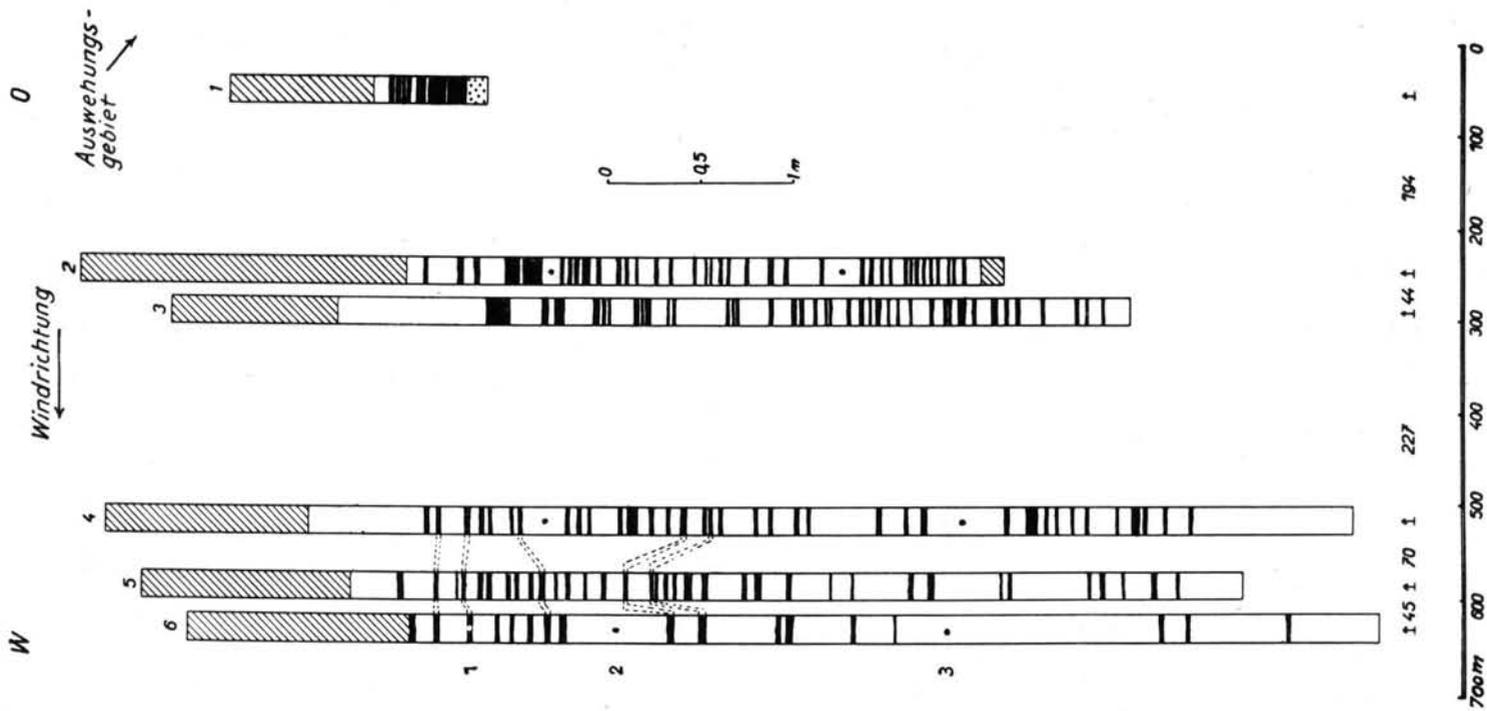


Abb. 2. Die Sandbänder (schwarz) im Löß der Ziegelei westlich Předměřice (Profil Nr. 2—6) und in der Flugsandfazies 250 m südöstlich am Abfall zur Elbe. Die Punkte kennzeichnen die Entnahmestellen der Proben; die nummerierten Proben sind im Text erwähnt. Schraffierter Teil des Profils = Lößlehm; Sandbänder sind hier nicht mehr zu erkennen.

Wie an mehreren größeren Aufschlußwänden beobachtet werden konnte, fallen die Sandbänder mit etwa $1-2^\circ$ nach dem Tal hin ein. Es war weiterhin festzustellen, daß ein Teil der leicht gewellten Bänder schon nach 10–30 m nicht mehr zu erkennen war, andere Lagen hingegen auf eine Erstreckung von mehr als 100 m ohne wesentliche Änderungen ihrer Dicke den gelben Löß durchzogen. In welcher Weise die Sandbänder in den einzelnen Lößprofilen auftreten, veranschaulichen die Abb. 2, 3 und 4. Die Profile auf den Abb. 2 und 3 stammen aus der Nachbarschaft von Königgrätz, diejenigen auf Abb. 4 vom Westrand des Cidlinatals (Ziegeleigruben nordöstlich und nördlich Neu-Bydžov).

Die beiden ersten Profilserien geben einen Querschnitt durch die Flugsand- und Bänderfazies. Dabei ist zu bemerken, daß die in Abb. 2 dargestellten Profile mit Ausnahme des Profils Nr. 1 von einer einzigen Aufschlußwand stammen, und zwar aus der großen Ziegelei westlich Předměřice. Das rechte, kurze Profil wurde etwa 250 m weiter südlich, d. h. unmittelbar am Abfall zur heutigen Flußau aufgenommen, wo die Flugsandfazies noch nicht von der Erosion vollständig zerstört ist. So ergab sich durch die Profile 2–6 eine in O-W-Richtung aneinandergereihte Serie, die zur näheren Untersuchung besonders geeignet

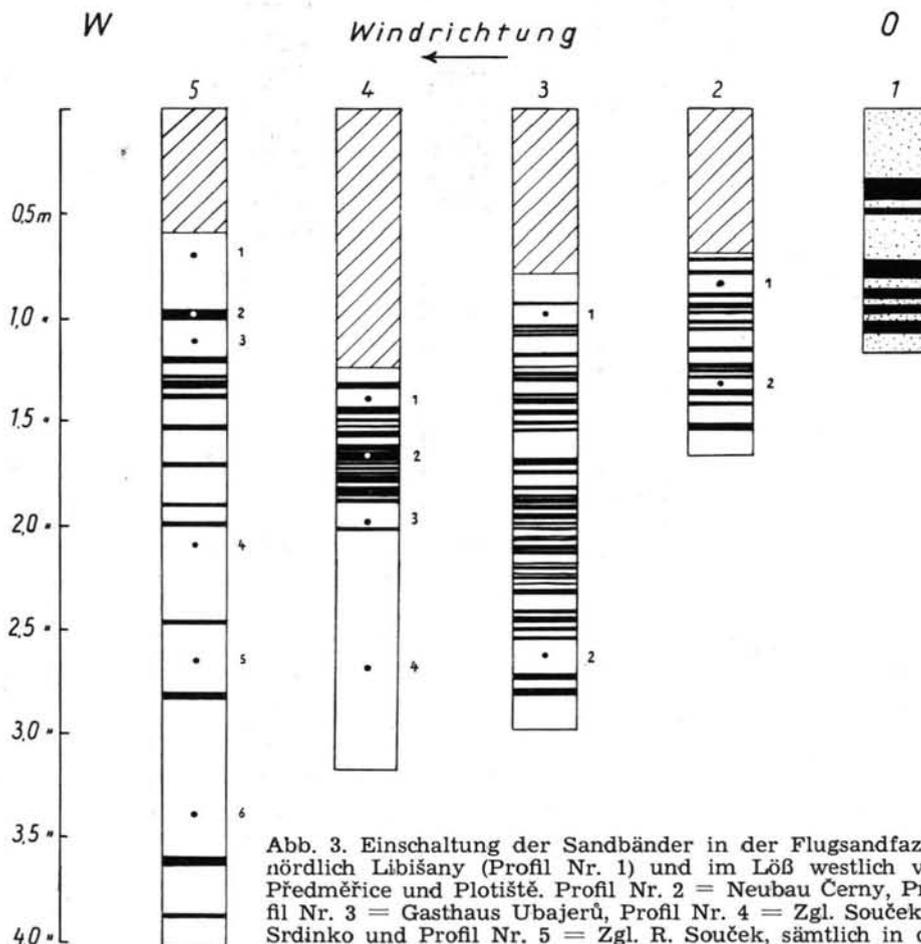
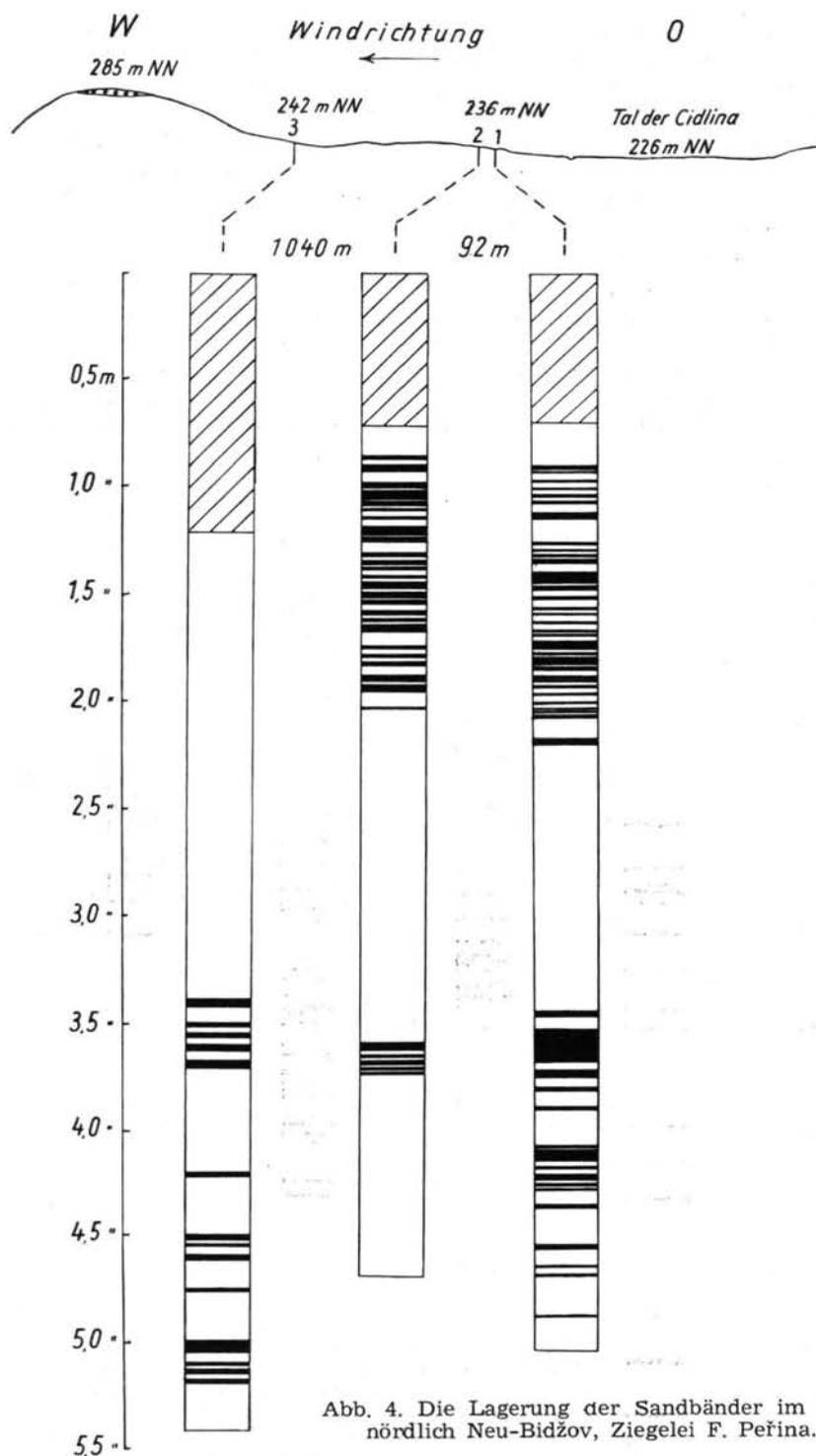


Abb. 3. Einschaltung der Sandbänder in der Flugsandfazies nördlich Libišany (Profil Nr. 1) und im Löß westlich von Předměřice und Plotišťe. Profil Nr. 2 = Neubau Černý, Profil Nr. 3 = Gasthaus Ubajerů, Profil Nr. 4 = Zgl. Souček & Srdinko und Profil Nr. 5 = Zgl. R. Souček, sämtlich in der Gemarkung Plotišťe.



schien. Die gemessenen Entfernungen zwischen den Beobachtungsstellen sind am unteren Rand angegeben. Die Lößaufschlußwand liegt 248 bis 250 m ü. N.N., d. h. etwa 15 m über der Aue der Elbe (235 m ü. N.N.).

Die Profile der Abb. 3 liegen mit Ausnahme des Profils 1 (Libišany) ebenfalls westlich von Předměčice und dem südlich anschließenden Dorf Plotišťe. Da sie nicht wie die vorhergehenden von O nach W aufeinander folgen, sind sie zur Ermittlung der aus den zuerst genannten Profilen abgeleiteten Gesetzmäßigkeiten weniger geeignet. Das gleiche trifft für die in den Ziegeleigruben bei Neu-Bydžov aufgenommenen Profilen zu, die einen Ausschnitt aus der Bänderfazies darstellen, und zwar aus ihrem ersten Teil (Abb. 4, Profil 1 u. 2) und ihrem Ende. Die auffällige Teilung in eine obere und untere Sandbänderzone beruht darauf, daß es sich um zwei verschiedenaltige Würmlöbe handelt.

Aus den Abbildungen 2 und 3 ist bereits zu ersehen, daß sich in der Nähe der Elbe dickere Sandbänder einstellen als weiter westlich und auch die Zahl der Lagen nach Westen hin abnimmt. Um diese Veränderungen besser zu veranschaulichen, wurde zunächst von jedem Profil der sog. Mächtigkeitsspiegel entworfen (vgl. Abb. 5, 6 u. 7). Man erkennt auf diese Weise sehr deutlich die schon erwähnte Abhängigkeit der Mächtigkeit der Sandbänder von der Entfernung vom Auswehungsgebiet. Bei einigen Profilen kann auch die Wahrnehmung gemacht werden, daß die Zu- oder Abnahme der Sandbänder-Mächtigkeit in vertikaler Richtung nicht plötzlich, sondern sukzessive erfolgt. Es liegt also beispielsweise über einem 1,5 cm starken Band zunächst eines von 2,5, dann

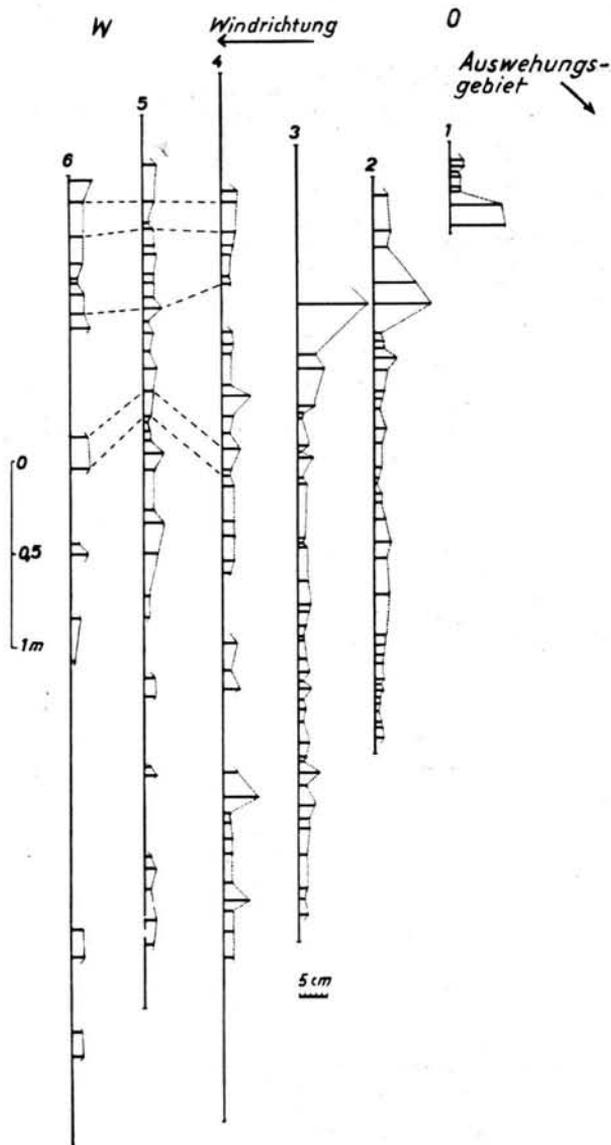


Abb. 5. Die Mächtigkeitsspiegel der Profile von Abb. 2.

Abb. 5. Die Mächtigkeitsspiegel der Profile von Abb. 2. Man erkennt auf diese Weise sehr deutlich die schon erwähnte Abhängigkeit der Mächtigkeit der Sandbänder von der Entfernung vom Auswehungsgebiet. Bei einigen Profilen kann auch die Wahrnehmung gemacht werden, daß die Zu- oder Abnahme der Sandbänder-Mächtigkeit in vertikaler Richtung nicht plötzlich, sondern sukzessive erfolgt. Es liegt also beispielsweise über einem 1,5 cm starken Band zunächst eines von 2,5, dann

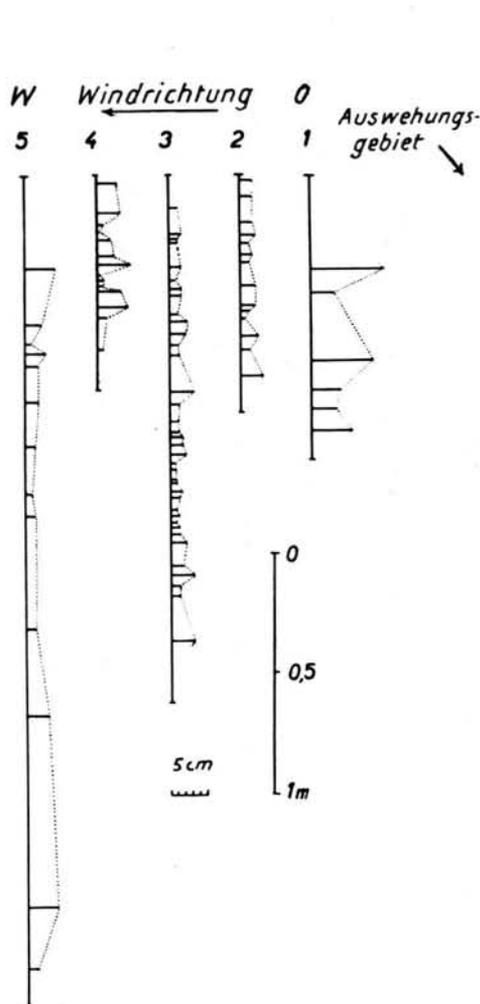


Abb. 6 Die Mächtigkeitsspiegel der Profile von Abb. 3.

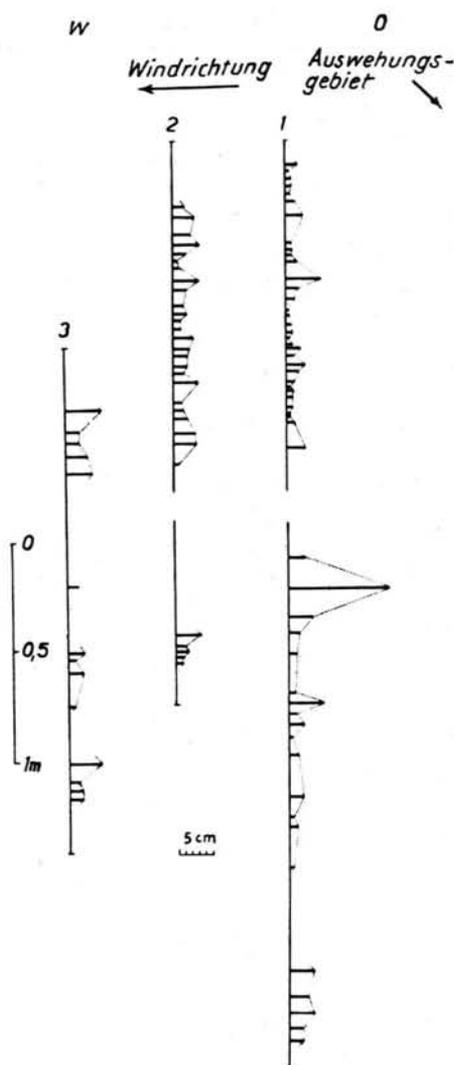


Abb. 7. Die Mächtigkeitsspiegel der Profile von Abb. 4.

eines von 3,5 cm, und schließlich wird mit einem 5 cm starken ein Maximum erreicht. Darüber nimmt dann die Mächtigkeit der Bänder wieder laufend ab. Diese Erscheinungen sind in Abb. 7, Profil 1 und 2, oberer Teil, und in Abb. 6 gut zu erkennen.

Das bisher erläuterte Beobachtungsmaterial läßt in der Aufeinanderfolge der Sandbänder, in den Schwankungen der Mächtigkeit und in ihrer regionalen Verteilung bereits gewisse Abhängigkeiten erkennen, zu deren genauer Erfassung eine rechnerische und graphische Auswertung der Beobachtungen notwendig war.

Die an den 3 Aufschlußreihen durchgeführten Messungen und Berechnungen sind in Tabelle 1 zusammengestellt. Um die Beziehungen jedoch leichter erkennen zu können, wurden einige Ergebnisse der Profilsreihe auf Abb. 2 graphisch aufgetragen, so z. B. die Beziehung zwischen dem prozentualen Anteil

1	Lage und Bezeichnung der Profile	Ziegelei westlich Předměřice (vgl. Abb. 2)						Lehm- und Ziegeleigruben westlich Předměřice u. Kiesgrube Libišany (vgl. Abb. 3)					Ziegeleigruben Neu-Bidžov, getrennt in ob. u. unt. Teil (vgl. Abb. 4)		
		1	2	3	4	5	6	1	2	3	4	5	1	2	3
2	Nr. der Profile														
3	Höhe des Aufschlusses in m	1,3	4,9	5,35	6,7	5,7	6,4	1,2	1,7	3,0	2,2	4,05	5,9	5,2	6,9
4	Zur Auszählung und Berechnung verwendbare Lößmächtigkeit in m	0,42	3,15	4,45	5,60	4,7	5,2	1,0	1,0	2,05	0,9	3,45	1,4	1,4	
													2,5	1,2	2,0
5	Gesamtmächtigkeit der Sandbänder in cm	32,0	77,5	84,0	75,5	65,0	44,0	34,5	22,0	51,0	30,5	29,5	47,5	50,5	
													55,0	8,5	33,5
6	Gesamtzahl der Sandbänder	8	37	39	36	35	18	6	14	38	14	13	33	25	
													21	5	14
7	Prozentualer Anteil der Gesamtmächtigkeit der Sandbänder am Löß	76,0	24,6	18,8	13,5	13,8	8,4	34,5	22,0	24,9	33,8	8,55	33,9	36,0	
													22,0	7,0	16,7
8	Durchschnittliche Anzahl der Sandbänder je Meter Löß	19,0	12,0	8,7	6,4	7,4	3,5	6,0	14,0	18,5	15,5	3,7	23,5	17,8	
													8,4	4,2	7,0
9	Größte Mächtigkeit der Sandbänder in cm	10,0	10,0	12,5	6,0	3,5	4,0	10,0	3,0	3,0	5,0	4,5	5,5	4,0	
													15,5	3,5	5,0
	Kleinste	1,5	0,5	1,0	1,0	1,0	1,0	3,0	0,5	0,5	0,5	1,0	0,5	0,5	
													0,5	1,0	1,0

Tab. 1. Übersicht über die an den Aufschlüssen westlich Předměřice und nördlich Neu-Bidžov ermittelten Kennwerte

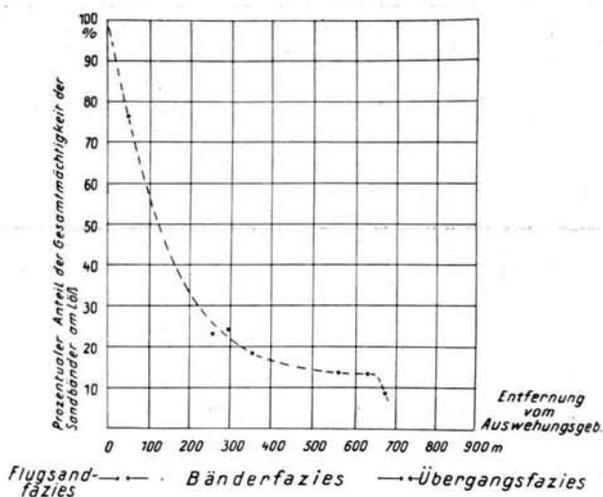


Abb. 8. Beziehung zwischen dem prozentualen Anteil der Gesamtmächtigkeit der Sandbänder am Löß und der Entfernung vom Auswehungsgebiet.

der Gesamtmächtigkeit der Sandbänder am Löß und der Entfernung vom Auswehungsgebiet (Abb. 8). Setzt man nun den prozentualen Anteil der Gesamtmächtigkeit der Sandbänder am Löß in Beziehung zu dem Logarithmus der Entfernung, dann ergibt sich, daß die Abnahme linear erfolgt (Abb. 9). Eine wesentliche Änderung in der Abnahme tritt in einer Entfernung von ca. 320 und 620 m ein, wo die Sandbänder an Zahl abnehmen bzw. auskeilen.

Die Zu- und Abnahme der durchschnittlichen Anzahl der Sandbänder je Meter Löß wird durch die Schaulinie der Abb. 10 wiedergegeben. Man sieht, daß die Flugsandfazies nur aus wenigen dicken Sand-

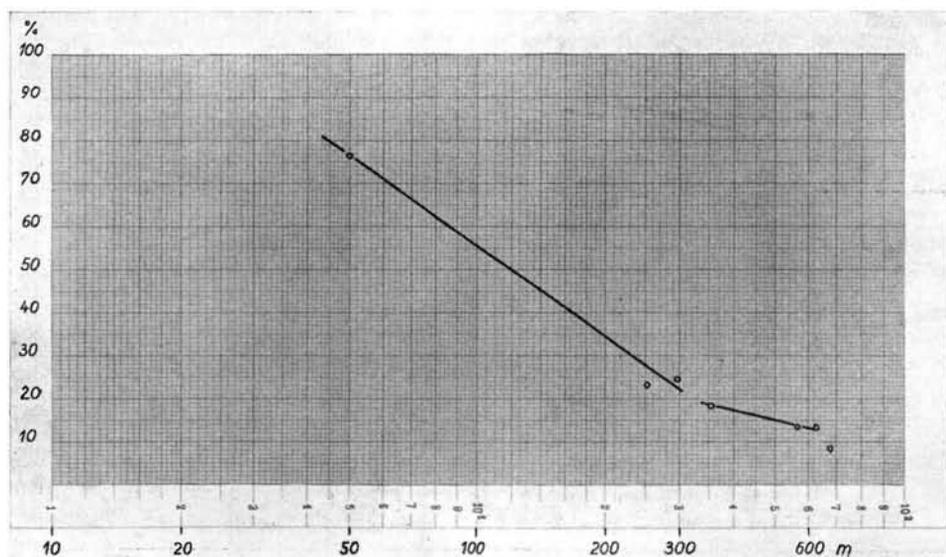


Abb. 9. Beziehung zwischen dem prozentualen Anteil der Gesamtmächtigkeit der Sandbänder am Löß und dem Logarithmus der Entfernung vom Auswehungsgebiet.

lagen besteht (vgl. auch die Abb. 2 und 3, rechtes Profil), die sich jedoch rasch in zahlreiche dünne Bänder auflösen. In einem Abstand von etwa 100 m vom Auswehungsgebiet wird ein Maximum erreicht; dann nimmt die Anzahl der Sandbänder bis zu einer Entfernung von etwa 350 m rasch ab und bleibt bis etwa 650 m unter 9. Für den letzten Aufschluß (Profil 6) wurden je Meter Löß nur noch 3,5 berechnet.

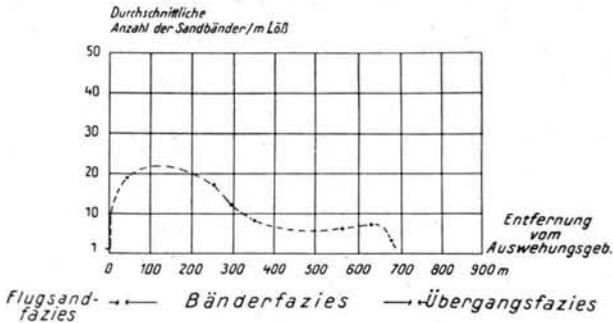


Abb. 10. Beziehung zwischen der durchschnittlichen Anzahl der Sandbänder je Meter Löß und der Entfernung vom Auswehungsgebiet.

Aufschlußreich war auch die Verteilung der Sandbänder auf die einzelnen Mächtigkeiten (1, 1,5, 2 cm usw.). Da die Gesamtanzahl der Sandbänder bei jedem Profil auf eine verschiedene Lößmächtigkeit verteilt ist, mußte bei der Ermittlung der Häufigkeit von der durchschnittlichen Anzahl je Meter Löß ausgegangen werden (Tab. 1, Spalte 8). Die durchschnittliche Anzahl jeder einzelnen Bandmächtigkeit je Meter Löß war jedoch nicht bekannt. Es wurde daher zunächst festgestellt, wieviel Bänder von jeder Mäch-

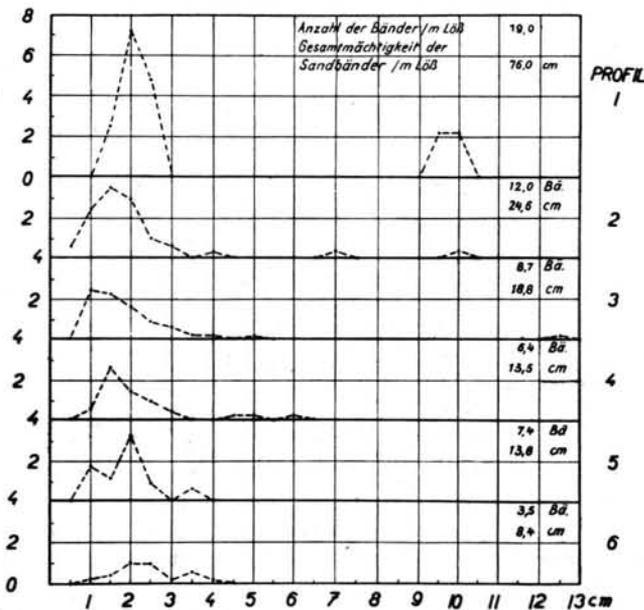


Abb. 11. Die Häufigkeitsdiagramme der in Abb. 2 dargestellten Profile. Aus den Diagrammen ist zu ersehen, wieviel Bänder von jeder einzelnen Mächtigkeitsstufe im Durchschnitt je Meter Löß vorkommen.

tigkeitsstufe im gesamten Profil vorkommen und welchen Anteil sie jeweils an der Gesamtanzahl (Tab. 1, Spalte 6) haben. Unter Zugrundelegung dieser Anteile konnte nun die Aufteilung der durchschnittlichen Anzahl je Meter Löß (Tab. 1, Spalte 8) auf die einzelnen Mächtigkeitstufen vorgenommen werden.

Die Ergebnisse dieser Berechnungen an den Profilen der Abb. 2 finden sich in Abb. 11. Aus den Häufigkeitsdiagrammen ist zu entnehmen, daß zunächst die 2 und 2,5 cm starken Sandbänder vorwalten; daneben kommen auch je zwei 9,5 und 10 cm dicke Bänder vor. Bei dem zweiten Aufschluß überwiegen die 1,5 und 2 cm starken Bänder und bei Profil Nr. 3 die 1 und 1,5 cm starken. Im letzten Teil der Bänderfazies dominieren wieder die etwas dickeren Lagen, so bei Profil Nr. 4 die 1,5 und 2 cm, bei Profil Nr. 5 die 2 cm starken. Die wenigen Sandbänder am Schluß (Profil Nr. 6) erreichen wieder 2 und 2,5 cm. Man kann also bis etwa 295 m vom Auswehungsgebiet (Profil Nr. 3) eine allmähliche Verschiebung des Maximums von den 2 cm zu den 1 cm starken Bändern und dann bei den 3 letzten Profilen wieder den umgekehrten Vorgang beobachten, d. h. ein Wandern des Maximums von 1 über 1,5, 2 zu 2,5 cm. Die zuletzt erwähnte, von links nach rechts gerichtete Verschiebung des Maximums wurde auch bei den Profilen Nr. 1 und 2 von N. Bydžov beobachtet, allerdings nur im oberen Teil.

Die Korngrößenzusammensetzung in Abhängigkeit von der Entfernung vom Auswehungsgebiet

Zum Zwecke der Untersuchung der mechanischen Zusammensetzung des Lößes und der darin eingeschalteten Sandlagen wurden in fast allen Aufschlüssen Proben entnommen. Es ist jedoch an dieser Stelle nicht möglich, auf sämtliche Ergebnisse im einzelnen einzugehen; nur einige typische Beispiele sollen, soweit sie zur Ergänzung der vorhergehenden Ausführungen erforderlich sind, angeführt werden. In Abb. 12 gelangten die Analysendaten in Form von Summenkurven zur Darstellung.

Die Proben des Diagramms Nr. 1 stammen aus der Flugsandfazies, die in der Kiesgrube F. Vacek, Plačice, aufgeschlossen ist. An dem Verlauf der Kurven erkennt man, daß die Hauptmasse der Körner, nämlich 80—85%, größer als 0,1 mm ist. Der höchste Kornanteil entfällt auf die Fraktion 0,1—0,25 mm. Die Proben der Diagramme 2 und 3 wurden am Beginn der Bänderfazies entnommen, und zwar im nördlichen Teil des Ortes Plotišť (Neubau Černý, vgl. Abb. 3, Profil 2) sowie 2 km weiter nördlich im Dorf Předměřice gegenüber dem Gasthaus Ubajerů (Abb. 3, Profil 3). Auch an dieser Stelle, also in unmittelbarer Nähe des Ufers, kommt der starke Einfluß des Auswehungsgebietes an der größeren Beschaffenheit des zwischen den Sandbändern liegenden Lößes und in dem an die Flugsande erinnernden Kurvenverlauf noch deutlich zum Ausdruck. Etwas weiter westlich zeigt der Löß bereits eine feinere Körnung, wie auch die Kurven der Diagramme 4 und 5 erkennen lassen, die der typischen Bänderfazies angehören (Abb. 3, Profil 4 und Abb. 2, Profil 6). Hier ist nun schon eine an die Zusammensetzung typischer Löße herankommende Kornfeinheit erreicht; daneben treten aber noch selbständige Sandbänder auf, die nur wenig feines Staubmaterial enthalten. Infolgedessen sind auch die Sandproben aus dem westlichsten Profil von Předměřice (Abb. 2, Profil Nr. 6) und dem Profil Nr. 4 der Abb. 3 nur wenig feinkörniger als die Flugsande von Plačice, während die Löße der genannten Profile doch schon eine recht feinkörnige Beschaffenheit haben. Die Proben der nächsten 3 Diagramme (Nr. 6, 7 und 8) stammen aus dem Bereich der Übergangs- und Normalfazies und zwar aus Aufschlüssen, die 1 bis 1,5 km west-

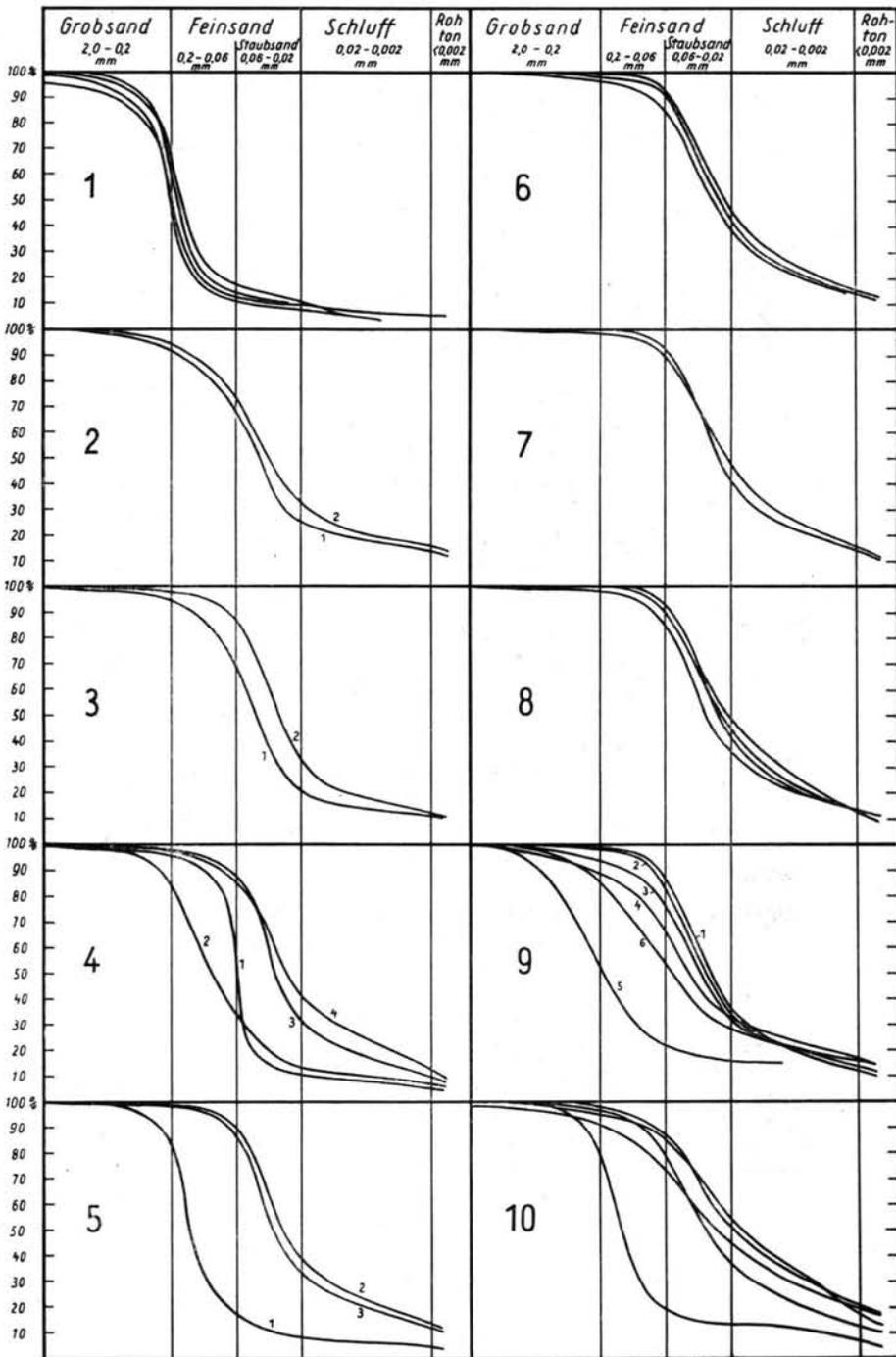


Abb. 12. Graphische Darstellung von Körnungsanalysen aus den verschiedenen Faziesbereichen des Lösses (Einzelheiten im Text).

lich von Plotiště und Předměrice liegen. In dieser Entfernung treten keine Sandlagen mehr auf; wie aus dem Verlauf der Kurven hervorgeht, handelt es sich vielmehr um typischen Löß, der auch in der Vertikalen keine größeren Körnungsunterschiede aufweist. Gehen wir noch etwas weiter nach Westen, so beispielsweise in die Ziegelei J. Hampe bei Rosnice, dann finden wir einen noch etwas feineren Löß (in Abb. 12 nicht dargestellt).

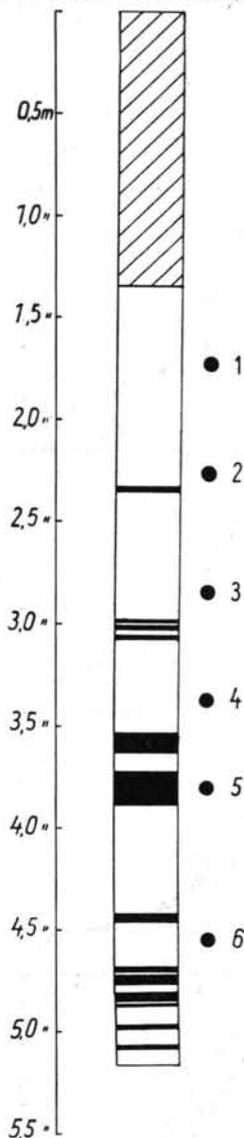


Abb. 13. Die Lagerung der Sandbänder im Löß der Ziegelei Kužel, Hvozdnice. Ergebnisse der Körnungsanalysen vgl. Abb. 11, zweitletztes Diagramm.

Aus den Körnungsanalysen geht also deutlich hervor, daß der Löß in westlicher Richtung rasch eine immer größere Kornfeinheit annimmt. Aber bereits in etwa 1 km Entfernung vom Westrand des Auswehungsgebietes stellt sich die normale Lößkörnung ein, die dann auch im allgemeinen ohne große Schwankungen beibehalten wird. Körnungsunterschiede machen sich erst dort wieder bemerkbar, wo der Wind aus neuen Liefergebieten Sand einwehen konnte, wie sie z. B. trockene Terrassenflächen oder manche Flußtäler bildeten. So bestehen die Sand-schichten des in Abb. 13 dargestellten Profils der Ziegelei Kužel bei Hvozdnice aus Terrassensanden. Die Ergebnisse der von 6 Proben ausgeführten Körnungsanalysen vermittelt das zweitletzte Diagramm der Abb. 12.

Eine ungleich größere Anzahl Sandlagen tritt im Löß westlich des Bystrice- und Cidlina-Tales auf, so bei Neu-Bydžov (Abb. 4) und Boharyně. In einem Hohlweg auf der Anhöhe westlich von Boharyně war zu beobachten, daß zahlreiche, meist 0,5—1,5 cm starke Sandbänder den Löß durchziehen. Wie aus dem letzten Diagramm der Abb. 12 hervorgeht, handelt es sich bei Boharyně um einen vermutlich schon weiter transportierten Normallöß, der durch eingewehten Sand „verunreinigt“ ist. Im oberen Teil des Profils besitzt der Löß noch eine feinere Körnung als bei Rosnice, was auf der größeren Entfernung von der Elbe beruht (12 km).

3. Deutungen und Schlußfolgerungen

Berücksichtigt man zunächst nur einmal die Beobachtungen im Gelände, so gelangt man schon zu dem Schluß, daß es sich um echte Windablagerungen handelt. Dafür sprechen nicht nur die Sandbänder im kalkhaltigen Löß, sondern auch ihre Lagerung. Hätten sich die Sandlagen unter Mitwirkung des Wassers abgesetzt, so wäre niemals diese doch ziemlich regelmäßige Schichtung von Sand und Löß zustande gekommen. Aber noch aus einem anderen Grund ist es so gut wie ausgeschlossen, daß der Fluß zur Zeit der Lößbildung einen Streifen bis zu 700 m Breite überflutet hat: Alle Sedimentationsgebiete des echten kalkhaltigen Lößes waren trocken, und dies ist auch hier der Fall gewesen.

Das Tal der Elbe, aus dem die Sandeinwehungen erfolgten, lag etwas tiefer, und es sind keine Anhaltspunkte für ein zeitweiliges Übergreifen des Flusses auf sein Randgebiet vorhanden. Wären diese Voraussetzungen nicht erfüllt gewesen, dann hätte sich kein typischer Löß bilden können, erst recht nicht in dieser großen Mächtigkeit.

Weisen also allein schon die erwähnten Beobachtungen auf eine äolische Entstehung hin, so sei doch noch einmal auf die in den Abb. 8—11 dargestellten Gesetzmäßigkeiten hingewiesen. Es ist wohl nicht möglich, beispielsweise die Abnahme des prozentualen Anteils der Gesamtmächtigkeit der Sandbänder am Löß und die Zu- und Abnahme der durchschnittlichen Anzahl der Sandbänder je Meter Löß anders als durch die Wirkung des Windes zu erklären. Auch aus der in den Häufigkeitsdiagrammen der Abb. 11 erkennbaren Verteilung der verschiedenen Sandbänder-Mächtigkeiten läßt sich die Arbeit des Windes und nicht die des Wassers ablesen.

Sollten diese Beobachtungen und Gesetzmäßigkeiten jedoch noch nicht genügend Beweiskraft haben, dann sei noch einmal auf die Ergebnisse der Körnungsanalysen hingewiesen. In allen Fällen handelt es sich um typische Kurven äolischer Sedimente. Darüber hinaus kann die Zunahme der Kornfeinheit nach Westen nur auf Winde zurückgeführt werden, die aus östlicher Richtung wehen und aus dem zeitweise trockengelegten Elbetal verschiedenkörniges Sand- und Staubmaterial auf die schwach ansteigende Lößhochfläche transportierten. Dabei fand eine Sortierung statt, wobei die gröberen Komponenten am Rand des Auswehungsgebietes liegen blieben, die feineren aber weiter nach Westen geweht wurden. Es ist selbstverständlich, daß in der Nähe des Liefergebietes nicht nur das gröbere Material, sondern auch die größte Masse des Sandes liegen blieb. Hier bildeten sich infolgedessen auch die mächtigsten Sandbänder.

Wie die weiter im Westen durchgeführten Untersuchungen ergeben haben, lieferten auch die kleineren Flußtäler Sand, der wiederum nur auf den Westseiten der Täler dem Löß eingeschaltet ist; auch diese Tatsache spricht eindeutig für östliche Winde. Es dürfte also feststehen, daß die in den jüngsten Würm-Löß eingelagerten Sandschichten von östlichen Winden aus dem Elbetal und den beiden kleineren Tälern eingeweht wurden. Eine andere Herkunft und Entstehungsweise ist kaum möglich. Inwieweit nun auch das feinere Lößmaterial aus den Anschwemmungen der genannten Flüsse stammt, kann allein auf Grund der durchgeführten Untersuchungen nicht mit Sicherheit angegeben werden. Da aber die Wasserläufe nicht nur grobes, sondern auch feineres Material gebracht haben, darf zunächst wohl angenommen werden, daß zumindest ein Teil des Lößes fluviatiler Herkunft ist. Hätten größere ferntransportierte Staubmassen dieses Gebiet erreicht, dann wären sie höchstwahrscheinlich auch in der Terrassenlandschaft östlich der Elbe sedimentiert worden. Dort fehlt jedoch der Löß. Wenn aber in diesem Gebiet Löß zur Ablagerung gekommen ist, dann hat es sich nur um verhältnismäßig geringe Mengen gehandelt, die in späterer Zeit wieder abgetragen wurden. Aus alledem kann man doch wohl schließen, daß auch der größte Teil des jüngsten Würm-Lößes aus den fluviatilen Anschwemmungen, vor allem jenen der Elbe stammt. Neben Flußsedimenten haben in einigen Teilen Nordböhmens auch feinkörnige Kreidesedimente Anteil am Löß, der dann einen hohen Kalkgehalt besitzt (Lokalfazies).

Die scharfe Trennung von Sandlagen und Löß ist wohl auf die unterschiedliche Windstärke zurückzuführen. Bei stärkeren Winden geriet der an feinerem Staub schon verarmte Sand im Tal in Bewegung, der schließlich bis zu einem

halben Kilometer nach Westen verlegt wurde. Eine auf die Sandablagerung folgende Staubschicht, die bis zur Festlegung durch eine dürftige Vegetation ebenfalls noch verweht werden konnte, begrub schließlich den Flugsand. Dieser Vorgang der Sand- und Lössanwehung wiederholte sich in der Folgezeit. Ob nun die über eine größere Entfernung hin horizontbeständigen Sandlagen jeweils einer bestimmten, in kürzeren oder längeren Abständen wiederkehrenden „Zeit mit starkem Wind“ entsprechen, ist möglich; ein Beweis hierfür kann jedoch nicht angeführt werden. Wahrscheinlich hing die Verwehung und flächenhafte Verteilung des Sandes auch noch von Faktoren ab, die heute nicht mehr im einzelnen erkennbar sind (Vegetation, Mikrorelief). Trotz dieser unbekannt Einflüsse lassen sich doch noch gewisse Gesetzmäßigkeiten ableiten, die uns in die Lage versetzen, die damaligen Vorgänge in großen Zügen anzugeben. Wir haben außerdem die Möglichkeit, von isolierten Aufschlüssen die Kennwerte zu bestimmen, aus denen wir dann den Faziesbereich, zu dem die betreffende Beobachtungsstelle gehört, ableiten können. Eventuelle Änderungen der Oberflächenformen, so z. B. durch junge Flußerosion, sind dann u. U. festzustellen.

Die gleiche Ansicht über die Entstehung des Lösses in den Randgebieten der ausgedehnten Inlandeismassen äußerten bereits WOLDSTEDT (1929), GRAHMANN (1932), POSER (1951) und WEIDENBACH (1952), um nur einige Forscher zu nennen. Auch amerikanische Untersuchungen (SMITH 1942, FRYE und Mitarb. 1949) haben zu demselben Ergebnis geführt. So ist nach FRYE und Mitarb. der dem Wisconsin angehörende Peoria- und Bignell-Löß im nördlichen Kansas und in Nebraska auf Auswehungen aus den Talgebieten des Platte und Republican River sowie des Missouri zurückzuführen. Eine besonders ergiebige Lößquelle soll der Platte River gebildet haben, dessen Staubmaterial wahrscheinlich über die Wasserscheide südlich des Flusses bis in das nördliche Kansas gelangte. Die Winde kamen aus westlicher bis nordwestlicher Richtung.

Interessante Zusammenhänge zwischen der Körnung des Lösses und der Entfernung vom Ursprungsgebiet konnte SMITH in Illinois auffinden, und zwar steht die Körnung des Lösses — mit gewissen Einschränkungen — in linearer Beziehung zu dem Logarithmus der Entfernung vom Auswehungsgebiet. Die Abnahme der Gesamtmächtigkeit des Peorian- und des Sangamon-Lösses mit der Entfernung vom Ursprungsgebiet erfolgt nach einer Kurve, die den gleichen Charakter hat wie die für die Abnahme der Mächtigkeit der Sandbänder gefundene. Wie SMITH weiter zeigen konnte, ist die Abnahme der Lößmächtigkeit eine lineare Funktion des Logarithmus der Entfernung vom Auswehungsgebiet. Die an den Sandbändern gewonnenen Ergebnisse decken sich also mit den Beobachtungen von SMITH über die Gesamtmächtigkeit des Lösses.

Aus der Karte der Verbreitung und Mächtigkeit des Lösses in Illinois geht weiterhin hervor, daß zwischen der Breite der für die Auswehung in Frage kommenden Flußtäler und der Mächtigkeit des Lösses eine deutliche Abhängigkeit besteht, insofern nämlich, als die mächtigsten Löße an jenen Stellen liegen, wo die Talböden ihre größte Ausdehnung haben, so z. B. an der Mündung des Missouri und des Rock River in den Mississippi und am Illinois River im County Mason.

Ähnliche Beobachtungen konnte der Verfasser auch in Nordböhmen machen. Es sei nur auf die Lößdecken bei Neu-Bidžov, westlich Boharyně und in der Umrandung der Talausweitung der Bystrice südwestlich Boharyně hingewiesen (Abb. 1). Auch an der Elbe bei Kolin und an der Iser konnten deutliche Zu-

sammenhänge zwischen der Verbreitung und Mächtigkeit des Lößes und der Ausdehnung des Talbodens festgestellt werden.

Zusammenfassung

In der Nachbarschaft von Flüssen und größeren Bächen nimmt der Löß sehr häufig eine sandige Beschaffenheit an, in vielen Gebieten ist sogar die Sandkomponente in Form von verschiedenen starken Schichten (Sandbänder) eingeschaltet. Die vorliegende Arbeit beschäftigt sich in der Hauptsache mit der Lagerung der Sandbänder im vertikalen Profil und mit den Veränderungen in horizontaler Richtung. Auf Grund der allgemeinen Ausbildung und der Körnungsunterschiede des Lößes konnten westlich Königgrätz 4 Faziesbereiche unterschieden werden und zwar die Flugsand-, Bänder-, Übergangs- und Normalfazies. Die 4 Fazieszonen folgen von O nach W aufeinander.

Die speziellen Untersuchungen an den Sandbändern führten zu folgenden Ergebnissen:

1. Die Abnahme des prozentualen Anteils der Gesamtmächtigkeit der Sandbänder am Löß erfolgt linear mit dem Logarithmus der Entfernung vom Auswehungsgebiet.
2. Die durchschnittliche Anzahl der Sandbänder je Meter Löß ändert sich mit der Zunahme der Entfernung vom Ursprungsgebiet, wie im einzelnen aus Abb. 10 hervorgeht.
3. Neben der Gesamtmächtigkeit und der Anzahl der Sandbänder wurde auch die Häufigkeit der verschiedenen Mächtigkeitsstufen ermittelt und graphisch aufgetragen (Abb. 11). Dabei ergab sich, daß in unmittelbarer Nähe des Auswehungsgebietes neben wenigen 9 und 10 cm mächtigen Bändern die 2 und 2,5 cm starken überwiegen. In einer Entfernung von etwa 300 m vom Flußufer dominieren die 1 und 1,5 cm starken. Weiter nach W nehmen aber nach und nach die dickeren Lagen wieder zu, so daß am Ende der Sandbänderfazies die 2 und 2,5 cm starken die häufigsten sind.

Aus den mitgeteilten Ergebnissen und aus zahlreichen Körnungsanalysen wird geschlossen, daß sowohl die eingelagerten Sandschichten als auch der größte Teil des Lößes äolischen Ursprungs sind. Sandlagen und Löß wurden durch östliche Winde aus dem breiten Tal der Elbe ausgeweht und auf die benachbarten Höhen transportiert. Dabei gelangte der in Form von Bändern abgelagerte Sand bis zu einer Entfernung von ca. 700 m. Die Kornfeinheit des Lößes nimmt nach W hin immer mehr zu.

Weitere Beobachtungen an dem Bystrice- und Cidlina-Tal im W des Untersuchungsgebietes bestätigen die Annahme von der Auswehung des Lößes und der Sandschichten aus den Tälern durch Winde aus östlicher Richtung. Daß die allgemeine Lößverbreitung auch von der Breite der Täler abhängig ist, zeigt ein Blick auf die Karte (Abb. 1).

Schrifttum

- BREDDIN, H.: Löß, Flugsand und Niederterrasse am Niederrhein. - Jb. preuß. geol. L.A. 46, S. 635-662, Berlin 1926. — Löß, Flugsand und Niederterrasse im Niederrheingebiet. - Geol. Rdsch. 18, S. 72-78, Berlin 1927.
- FRYE, J. C., PLUMMER, N., RUNNELS, R. T. & HLADIK, W. B.: Ceramic Utilization of Northern Kansas Pleistocene Loesses and Fossil Soils. - Univ. Kansas Public., State Geol. Survey, Bull. 82, Part 3, S. 49-124, Lawrence, Kansas, 1949.
- GRAHMANN, R.: Der Löß in Europa. - Mitt. Ges. Erd. Leipzig 51, S. 5-24, 1932.

- POSER, H.: Die nördliche Lößgrenze in Mitteleuropa und das spätglaziale Klima. - Eiszeitalter und Gegenwart **1**, S. 27—55, Öhringen 1951.
- SCHÖNHALS, E.: Über einige wichtige Lößprofile und begrabene Böden im Rheingau. - Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch. **6/1**, S. 244-259, Wiesbaden 1950. — Gesetzmäßige Beziehungen zwischen Körnung und Kalkgehalt des Lößes usw. - Geol. Jb. **66**, S. 291-304, Hannover 1952. — Über fossile Böden im nichtversteinerten Gebiet. - Eiszeitalter und Gegenwart, **1**, S. 109-130, Öhringen 1951.
- SMITH, G. D.: Illinois Loess, Variations in Its Properties and Distribution. - Univ. Illinois, Agricultural Experiment Station, Bull. 490, S. 139-184, Urbana Illinois 1942.
- VOGEL, F.: Leitfaden der Bodenkunde für Gärtner 1. Teil. - 3. Auflage, 127 S. Stuttgart/Ludwigsburg 1950.
- WEIDENBACH, Fr.: Gedanken zur Lößfrage. - Eiszeitalter und Gegenwart **2**, S. 25-36, Öhringen 1952.
- WOLDSTEDT, P.: Das Eiszeitalter, Grundlinien einer Geologie des Diluviums, 406 S., Stuttgart 1929.

Manusk. eingeg.: 4. 2. 1952.

Anshr. d. Verf.: Dr. E. Schönhals, Hess. Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden, Bodenstedtstraße 4.

Zur Problematik des Grenzhorizonts europäischer Sphagnummoore

Von H. Nietsch, Loccum

Als Grenzhorizont bezeichnete C. A. WEBER in Nordwestdeutschland die Schichtgrenze jener auffälligen Überlagerung eines stark humifizierten „Älteren Sphagnumtorfes“ durch einen wenig zersetzten „Jüngeren Sphagnumtorf“, die, oft noch betont durch eine Zwischenlage besonders starker Zersetzung, so bezeichnend für den Aufbau unserer ombrogenen Hochmoore ist. Rekurrenzflächen nannte GRANLUND (1932) ganz allgemein derartige Bildungen, deren er in Schweden nach der Altersstellung mehrere unterschied; seine Rekurrenzfläche III vom Ende der Bronzezeit entspricht dem Grenzhorizont WEBER'S. Dessen Entstehung ist Gegenstand zahlreicher Untersuchungen gewesen, die jedoch bisher zu keiner wirklich überzeugenden Lösung geführt haben. Auch die nachstehenden Ausführungen, das sei gleich vorausgeschickt, kommen zu keinem endgültigen Ergebnis. Sie sollen lediglich einige Punkte zur Sprache bringen, die in diesem Zusammenhang Berücksichtigung erfordern, ganz gleich, von welcher Seite aus man an ihn herantritt.

Die weite Verbreitung des Grenzhorizonts in seiner typischen Beschaffenheit und als annähernd gleichzeitige Bildung — mögen im einzelnen auch noch manche Zweifel über die Zuordnung bestehen — von den Britischen Inseln über die Niederlande und Nordwestdeutschland bis nach Dänemark und Südschweden läßt nur eine allgemein wirksame Ursache annehmen, und es herrscht wohl ziemliche Übereinstimmung darüber, daß diese Ursache ganz oder überwiegend im klimatischen Bereich zu suchen ist. Da sich der wenig zersetzte Jüngere Sphagnumtorf innerhalb des ganzen Gebietes noch gegenwärtig überall bildet oder bilden kann, soweit das nicht durch Kulturmaßnahmen verhindert wird, so engt sich die Frage zur Hauptsache daraufhin ein, welche andersartigen Bedingungen die Beschaffenheit des Älteren Sphagnumtorfes hervorriefen. Es dürfte heute weitgehende Einigkeit darüber bestehen, daß er im wesentlichen schon während seiner Entstehung, primär, seinen hohen Zersetzungsgrad erhielt. Die Rolle, die dabei das Klima spielte, stellt man sich in verschiedener Weise wirksam vor: 1.) mittelbar, durch Hemmung der Wachstumsbedingungen für die Pflanzendecke des Moores, so daß die verhältnismäßig geringen alljährlich gebildeten Pflanzenstoffe umso nachhaltiger von der Verwitterung erfaßt werden konnten, und 2.) unmittelbar, durch eine Steigerung der klimatischen Zersetzungsbedingungen an sich. Gern wird beides miteinander verbunden angenommen, jedenfalls steht die Voraussetzung eines nur langsamen Wachstums des Älteren im Vergleich zum Jüngeren Sphagnumtorf mit im Vordergrund der Überlegungen. Es fragt sich jedoch, ob das berechtigt ist.

In dem von verschiedenen Autoren pollenanalytisch bearbeiteten Hochmoor von Dannenberg bei Bremen erreicht der Ältere Sphagnumtorf eine ansehnliche Mächtigkeit: NILSSON (1948) gibt in seiner Profilaufnahme 2,90 m hochzersetzten ombrogenen Sphagnumtorf mit nur unbedeutenden Zwischenlagen etwas geringerer Zersetzung an; eine in der Nähe des Grenzhorizontes entwickelte *cuspidatum*-reiche Wechsellagerung und eine mäßig zersetzte Schicht am Grund des Älteren Sphagnumtorfes ist dabei nicht mit eingerechnet. Dessen Entstehung

fällt nach der Zoneneinteilung NILSSON's in die Zeit zwischen Zone IIIc (Bronzezeit) und die ältere Hälfte der Zone VI, also ungefähr zwischen 1000 und 6000 v. Chr. Dann haben sich durchschnittlich rund 0,6 mm Torf im Jahr gebildet. Das von OVERBECK & SCHNEIDER (1938) bearbeitete Profil weist im ganzen etwa 4 m Älteren Sphagnum- und Sphagnum-Eriophorumtorf, z. T. etwas geringerer Zersetzung, auf, für dessen Entstehung sich 0,7—0,8 mm im Jahr errechnen lassen. Zu ähnlichen Werten, etwa 0,6—0,9 mm, gelangt man in gut ausgebildeten Profilen bei Berechnung des jährlichen Torfzuwachses für denjenigen Abschnitt des Älteren Sphagnumtorfes, der zwischen dem Beginn der zusammenhängenden Buchenkurve und dem Grenzhorizont entwickelt ist, wenn man jenen mit PFAFFENBERG (1947) etwa auf 2000 v. Chr. und den Grenzhorizont oder sein pollenanalytisches Äquivalent, wie üblich, auf spätestens 500 v. Chr. ansetzt.

Die Mächtigkeit des J ü n g e r e n Sphagnumtorfes überschreitet in Nordwestdeutschland nur selten 2,00 m. Allerdings sind die Profile oft unvollständig, und es läßt sich vielfach nicht feststellen, um welchen Betrag ihre ursprüngliche Mächtigkeit bereits durch Torfstich, Brandkultur und den natürlichen Schwund nach der Entwässerung verringert wurde. Immerhin geben einzelne Profile, in deren obersten Lagen sich bereits die neuzeitlichen Kulturspektren abheben, die Möglichkeit einer Nachprüfung. So sind im Profil „Zu den drei Pütten“ (OVERBECK & SCHMITZ 1931, Fig. 29) nur 170 cm gering zersetzter Sphagnumtorf zwischen dem Grenzhorizont und den Kulturspektren gebildet worden, der jährliche Zuwachs belief sich also auf 0,7—0,8 mm, je nachdem, ob man in den oberen Lagen schon mit verlangsamtem Zuwachs rechnet. Im Profil „Edewechterdamm“ kommen OVERBECK & SCHNEIDER (1942) unter Berücksichtigung der erfolgten Abtragung, Verwitterung usw. auf eine Gesamtmächtigkeit des Jüngeren Sphagnumtorfes von 180 cm als wahrscheinlichste Schätzung, und da sie den Beginn seiner Entstehung bereits um 1000 v. Chr. annehmen, so entfallen auf den jährlichen Durchschnitt kaum mehr als 0,6 mm. Berechnungen der Autoren für einen Teil des Profils im Jüngeren Sphagnumtorf variieren zwischen 0,56 und 0,75 mm jährlicher Neubildung.

Schon diese wenigen Beispiele geben zu erkennen, daß sich die mittleren Zuwachsgeschwindigkeiten der beiden verglichenen Torfarten in einem weiten Bereich überschneiden, unbeschadet ihrer typischen Beschaffenheit. Dabei ist noch nicht berücksichtigt, daß für den Aufbau einer bestimmten Schichtmächtigkeit des stark zersetzten Torfes eine erheblich größere Pflanzenmasse als für die gleiche Mächtigkeit des wenig zersetzten Torfes als Ausgangsstoff vorausgesetzt werden muß. So gesehen, kehrt sich in nicht wenigen Fällen das Bild geradezu um zugunsten der Bestätigung eines lebhaften Wachstums der Pflanzengesellschaften, aus denen der Ältere Sphagnumtorf entstand. Die trotzdem erfolgte hohe Humifizierung kann also nur das Ergebnis unmittelbarer Einwirkung bestimmter Klimaeigenschaften gewesen sein, die wir allerdings noch viel zu wenig kennen.

Im Grunde bewegten sich die Erwägungen darüber, so verschieden auch ihre Ergebnisse waren, auf dem Boden an sich zutreffender Feststellungen. Es unterliegt wohl keinem Zweifel, daß höhere Wärmegrade, wie sie für die postglaziale Wärmezeit angenommen werden, in Verbindung mit ausreichender Feuchtigkeit, ohne die ja Hochmoorbildungen nicht denkbar sind, förderlich für die Humifizierung waren. Entscheidend war aber außer der Art, in der sich Wärme und Feuchtigkeit auf dem Hochmoor miteinander verbanden, auch die Mitwirkung einer dritten Voraussetzung verstärkter Humifizierung, nämlich eines weder zu hohen noch zu geringen Luftzutritts zu der oberflächennahen Schichtlage,

in der sich die Umbildung der abgestorbenen Pflanzenteile vollzog. Da in der Gegenwart erst ein gewisses Trockenheitsstadium des Moores diese Bedingungen vereint zur Wirkung bringt, wie die Beobachtung an entwässerten Torfschichten erkennen läßt, so liegt an sich der Schluß nahe, daß die Moore des Älteren Sphagnumtorfes im allgemeinen trockener waren als die lebenden Sphagnummoore der Gegenwart, oder mindestens durch häufigere Trockenperioden heimgesucht wurden, deren Spuren man — außer in den eigentlichen Rekurrenzflächen — auch in dem ganz allgemein stärkeren Hervortreten von Wollgräsern und Ericaceen zu erkennen glaubt. Hier ergibt sich aber ein gewisser Widerspruch zu der oben begründeten Feststellung, daß wenigstens in einem Teil der wärmezeitlichen Hochmoore die Wuchsgeschwindigkeit des Torfes nicht geringer war als in denen der Nachwärmezeit und trotzdem die bezeichnende hohe Huminosität zustande kam. Es muß also möglich gewesen sein, daß bei einem Überschuß an Feuchtigkeit, wie ihn ein normales oder gar optimales Wachstum der Moorvegetation erforderte, doch auch eine gewisse Durchlüftung der Mooroberfläche nicht verhindert wurde. Man könnte etwa daran denken, daß ein besonders gleichmäßiger, kurzweiliger Rhythmus von Niederschlag und schneller oberflächlicher Verdunstung die Voraussetzungen dafür gab, vielleicht kamen auch andere, vom heutigen Zustande abweichende Eigenschaften des meeresnahen Klimas hinzu, deren Voraussetzungen und Auswirkungen sich noch der Beurteilung entziehen; jedenfalls hätte es manches für sich, wenn angenommen werden könnte, daß irgend eine allgemeine Veränderung des Klimatyps innerhalb des ganzen Hochmoorraums die erhebliche Abstufung der absoluten Niederschlagshöhen und Temperaturen überlagerte, die auch dort ehemals ähnlich so wie in der Gegenwart vorausgesetzt werden müssen.

Gerade darin liegt ja eine der Hauptschwierigkeiten für das Verständnis des Grenzhorizontes, daß innerhalb des gesamten Raumes nicht geringere, z. T. sogar größere Unterschiede der einzelnen Klimawerte nebeneinander bestehen, als sie für die mit dem Übergang von der Wärmezeit zur Nachwärmezeit verbundenen Änderungen angenommen werden können. Das gilt sowohl hinsichtlich der Niederschläge, die heute innerhalb der ganzen nordwesteuropäischen Hochmoorregion zwischen etwa 500 und mehr als 1000 mm Jahresmittel liegen, und zeigt sich ebenso bei einem Vergleich der Temperaturen, namentlich des Winters. Während in Irland, dem am stärksten dem Meereseinfluß ausgesetzten Teil der Britischen Inseln, die Mitteltemperaturen des kältesten Monats, als der dort meistens erst der Februar auftritt, etwa zwischen 5 und 7° C liegen, sinken sie in Nordwestdeutschland auf 0,5 bis 1,0° ab und bewegen sich im ombrogenen Hochmoorgebiet Schwedens zwischen -0,6° (Göteborg, Februar) und -3,4° (Karlstadt). Das bedeutet eine Spannweite von reichlich 10° C. Weniger weit liegen die Julitemperaturen auseinander, sie betragen 14 bis annähernd 16° in Irland, 16 bis 17,5° im nordwestdeutschen Flachland und kommen im südlichen Schweden mit etwa 16 bis 17° den nordwestdeutschen sehr nahe.

Bringt man die aus den Verschiebungen pflanzengeographischer Grenzen nach dem Beispiel G. ANDERSON's berechneten höheren Sommertemperaturen der Wärmezeit mit einem Mehr von 2,5 bis 3° C gegenüber dem heutigen Zustand in Ansatz, was bereits einen Höchstbetrag darstellt (vgl. FIRBAS 1949a, S. 289, 1949b nach IVERSEN), so ergibt sich eine Julitemperatur von etwa 17—20° für den Höhepunkt der postglazialen Wärmezeit im Gesamtgebiet des Älteren Sphagnumtorfes. Wenn auch über die Abweichungen der Wintertemperaturen keine derartigen zahlenmäßigen Angaben aufgrund von Berechnungen vorliegen, wenigstens nicht für die mittlere Wärmezeit (für die späte Wärmezeit vgl. IVERSEN,

nach FIRBAS 1949 b), so liegt es immerhin nahe, das für die Sommertemperaturen veranschlagte Plus von 2,5—3° C in ähnlicher Höhe auch für die Wintermonate vorauszusetzen. Das würde es erlauben, auch im schwedischen Verbreitungsgebiet des ombrogenen Älteren Sphagnumtorfes um 0° oder höher liegende Januartemperaturen anzunehmen und so trotz der auffallend großen Spanne der winterlichen Monatsmittel innerhalb des in Frage kommenden Gebietes doch in der Vermeidung von unter 0° liegenden Monatstemperaturen eine Gemeinsamkeit zu sehen, die den Vorstellungen über eine der Vorbedingungen der regionalen Entstehung hoch zersetzter Sphagnumtorfe entgegenkommt¹⁾.

Aber sowohl die Winter- wie die Sommertemperaturen, die sich so für die Entstehungszeit des Älteren Hochmoortorfes errechnen lassen, überschneiden sich immer mit denjenigen, unter denen sich in der Gegenwart Jüngerer Sphagnumtorf bildet, und beide Klimagesamkeiten müssen sich um so mehr überdecken, je mehr mit dem allmählichen Absinken der Temperaturen zur späten Wärmezeit auf einen den heutigen Verhältnissen schon angenäherten, regional im Sommer vielleicht sogar darunter liegenden Stand (vgl. NIETSCH 1952 a) gerechnet werden muß. Deshalb wird man auch bei der Frage nach den Entstehungsbedingungen des Älteren Sphagnumtorfes den Blick vor allem auf die mittlere Wärmezeit, das Atlantikum, richten, die ihn am gleichmäßigsten in seiner bezeichnenden Beschaffenheit in dem ganzen Gebiet entstehen ließ, während sich in der späten Wärmezeit diese Einheitlichkeit teilweise schon durch Abwandlung zu geringeren Huminitätsgraden auflockerte, einem Übergangscharakter des Klimas der Endwärmezeit dadurch offenbar Rechnung tragend. Die Schwierigkeit, zu einem Verständnis des Grenzhorizontes zu gelangen, erhöht sich noch angesichts dessen, daß die regionale Verbreitung des Älteren Sphagnumtorfes beispielsweise in Nordwestdeutschland keinen wesentlichen Unterschied gegenüber derjenigen des Jüngerer Sphagnumtorfes ombrogenen Hochmoore erkennen läßt. Beobachtungen über das Fehlen eines Grenzhorizontes in einem Teil der ombrogenen Hochmoore deutscher Mittelgebirge (vgl. u. a. PERSCH-OVERBECK 1950) oberhalb einer offenbar mit der kontinentalen Lage sich hebenden Höhengrenze, andererseits die Entstehung eines gering zersetzten hochgewölbten „Jüngerer“ Sphagnumtorfes trotz milder Winter- und hoher Sommertemperaturen, aber unter ungewöhnlich hohen Niederschlägen (über

1) Allerdings braucht es sich nicht unbedingt um eine allgemein gleichmäßige Verschiebung der Temperaturen gehandelt zu haben. Die Übertragung der gegenwärtig bestehenden Klimaabstufungen innerhalb größerer Gebiete auf die im ganzen gleichmäßig verändert gedachten Klimaperioden der postglazialen Wärmezeit hat zwar im allgemeinen ihre Berechtigung; sie kann sich darauf berufen, daß die für die regionalen und örtlichen Klimaunterschiede maßgebenden geographischen Gegebenheiten, insbesondere Morphologie und Lage zum Meer, in der in Frage kommenden Zeit, also etwa vom Ende des Boreals ab, keine oder nur geringe Änderungen erfahren haben. Doch einige Einschränkungen sind geboten; beispielsweise läßt sich bei etwaigen Intensitätsänderungen des Golfstroms in ihrer innerhalb des Gesamttraumes sich abschwächenden Auswirkung daran denken, daß im Lauf der nacheiszeitlichen Entwicklung auch Verlagerungen der den Einfluß des Golfstroms darstellenden Isanomalien zueinander (HAHN 1911, S. 215, ALT 1932, S. M 41) im einzelnen erfolgt sein können, die sich heute nicht mehr rekonstruieren lassen, und das gilt vor allem für Schweden mit den dort durch das vorgelagerte Hochgebirge besonders komplizierten Anomalien. Außerdem brachten in Skandinavien die mit den nacheiszeitlichen Höhenänderungen verbundenen klimatischen Nebenwirkungen eine gleitende Verschiebung für Rückschlüsse aus dem heutigen Klima auf den früheren Zustand der verschiedenen Zeitabschnitte mit sich, deren an sich zwar nur geringe Beträge insofern mehr ins Gewicht fallen, als die mit dem Aufsteigen des Landes verbundene zusätzliche Temperaturabnahme und Erhöhung der Niederschläge sich in der Auswirkung auf die Hochmoorbildungen gegenseitig steigerten.

2000 mm) nördlich von Batum (DOKTUROWSKY 1938) sind aufschlußreich für die Möglichkeit weitgehender Variationen in dem Verhältnis der Hauptklimafaktoren zueinander bei äußerlich nur wenig geänderter Wirkung auf die Torfbeschaffenheit. So sehen sich alle Versuche, die Stärke und Schnelligkeit der Verrottungsvorgänge auf bestimmte Klimaeigenschaften zurückzuführen, einer noch großen Lückenhaftigkeit der Kenntnis ihrer Vorbedingungen gegenüber. Erst systematische quantitative Untersuchungen, namentlich über die wirkungsvollste Dosierung der einzelnen Einwirkungen nach Dauer und Stärke in den verschiedenen Möglichkeiten ihrer Verknüpfung, könnten hier weiter führen. Im folgenden soll nun von einer weiteren Erörterung über die Ursachen der hohen Humifizierung des Älteren Sphagnumtorfes abgesehen werden. Wir beschränken uns vielmehr darauf, unter der Voraussetzung einer primären, klimabedingten hohen Huminität des Älteren Sphagnumtorfes einige Folgerungen zu überlegen, die sich daraus für die Beurteilung des Grenzhorizontes ergeben.

Zuerst muß hierbei auf die bekannte, für das Verständnis der Hochmoore wichtige Untersuchung von GRANLUND (1932) eingegangen werden. GRANLUND erbrachte darin den Nachweis eines gesetzmäßigen Zusammenhanges zwischen der Niederschlagshöhe und der größtmöglichen Aufwölbung eines Hochmoores in dem Niederschlag proportionaler Steigerung. Die Entstehung der Rekurrenzflächen wurde in enger ursächlicher Verbindung damit gesehen. Durch Vergleich der Wölbung bestimmter Rekurrenzflächen mit den der Gegenwart entnommenen Verhältniszahlen für Niederschlag und Aufwölbung von Hochmooroberflächen versuchte GRANLUND Rückschlüsse auf die Höhe der früheren Niederschläge zu ziehen. Unter Berücksichtigung sonstiger Anzeichen, z. B. von Versumpfungerscheinungen, entwarf er ein Bild wellenförmiger Entwicklung der Klimafeuchtigkeit mit einem Tiefstand vom späten Atlantikum bis zum Ende des Subboreals und einem durch kleinere Wellen gegliederten Hochstand während des Subatlantikums. Die Hauptzüge der Klimatheorie BLYTT-SERNANDERS'S fanden somit scheinbar eine erneute Bestätigung. Der auf die Durcharbeitung eines sehr reichhaltigen Stoffes gestützte Versuch GRANLUND'S enthält zweifellos Bestechendes. Aber man wird fragen, ob die Rekurrenzflächen in einem Moorprofil überhaupt die ehemalige Oberflächenwölbung des Moores wiedergeben. Es ist eher anzunehmen, daß durch das Gewicht der aufgelagerten Torfschichten Deformationen eingetreten sind, die die Berechnungen auf eine unsichere Grundlage stellen. Vor allem aber muß grundsätzlich die Vergleichbarkeit von Hochmooroberflächen über Torfen sehr verschiedener Huminität für Schlüsse auf die zugehörigen Niederschlagsmengen bezweifelt werden, besonders die Vergleichsfähigkeit der Rekurrenzfläche III, also des WEBER'Schen Grenzhorizontes über dem stark zersetzten Älteren Sphagnumtorf, mit den heutigen Hochmoorwölbungen an der Oberfläche des Jüngeren Sphagnumtorfes, und zwar aus folgenden Gründen.

GRANLUND gibt selbst nach der Literatur und eigenen Versuchen ausführliche Hinweise auf die Unterschiede im hydrologischen Verhalten stark und gering zersetzter Torfarten. Im wenig humifizierten Jüngeren Sphagnumtorf ist neben frei beweglichem vorwiegend kapillares Wasser enthalten; die kapillare Steighöhe beträgt nach GRANLUND bis zu etwa 50 cm und entspricht der Kapillarität eines feinen Sandes von 0,1—0,2 mm Korngröße. Der Jüngere Sphagnumtorf vermag also an der Mooroberfläche die Niederschläge, soweit sie nicht oberflächlich ablaufen und unmittelbar oder mittelbar durch die Pflanzenwelt verdunstet werden, leicht aufzunehmen, er leitet sie zum Teil durch eingeschaltete Wasserkissen hindurch in langsamer Bewegung über seiner mehr oder weniger

undurchlässigen Unterlage nach den Rändern des Moores hin ab. Darin verhält er sich also wie ein grundwasserführender Mineralboden. Man kann, den von GRANLUND nachgewiesenen Zusammenhängen zwischen Hochmoorwölbung und Niederschlagshöhe Rechnung tragend, die Oberflächenwölbung eines aus Jüngerem Sphagnumtorf bestehenden Hochmoores geradezu als einen durch das Wachstum des Moores selbst fixierten Grundwasserhorizont auffassen, der denselben Gesetzmäßigkeiten unterliegt wie ein in einem Sandhügel von gleicher Durchlässigkeit sich bildender Grundwasserspiegel. In stark zersetzten Torfarten dagegen, also besonders im typischen Älteren Sphagnumtorf, treten freie und kapillare Beweglichkeit des Wassers ganz oder doch in hohem Grade zurück zugunsten kolloidaler Bindung an allerfeinste Humusteilchen, die die Hauptmasse eines solchen Torfes aufbauen. Dieser ist also einem undurchlässigen Mineralboden vergleichbar, etwa einem Lehm, der zwar eine große Wassermenge kolloidal festhält, in dem sich aber kein Grundwasserhorizont im üblichen Sinn bilden kann. Schon daraus geht hervor, daß die Aufwölbung der Oberfläche eines solchen Torfes, soweit eine Wölbung zustande kommt, in ihrer besonderen Gesetzmäßigkeit auch ein anderes Verhältnis zur Höhe der Niederschläge haben muß.

Das wird in Anbetracht des engen Zusammenhanges, der zwischen Klima, lebender Pflanzendecke und Aufwölbung eines Hochmoors besteht, noch besser ersichtlich, wenn man sich die ökologische Bedeutung im einzelnen vergegenwärtigt, welche dem nach dem Huminositätsgrad differenzierten hydrologischen Verhalten der die Mooroberfläche tragenden Torfschicht für die lebende Pflanzendecke zukommt, nicht anders als in dem Wechselspiel zwischen einem Mineralboden und seiner Pflanzendecke. Wir sehen dabei von den Übergängen ab, durch die in der Natur die hier einander gegenübergestellten Gegensätze der Torfbeschaffenheit ebenso verbunden werden wie die damit verglichenen Mineralbodenarten in ihrer hydrologischen Gegensätzlichkeit; für sie gilt das Gesagte in sinngemäßer Abwandlung. In dem ersten der beiden eben betrachteten Beispiele, einer Mooroberfläche auf Jüngerem Sphagnumtorf, vermag die lebende Moosdecke aus der obersten Torfschicht auf kapillarem Wege Wasser leicht nachzuziehen, solange der Grundwasserspiegel des Moores nicht tiefer als etwa 3—5 Dezimeter unter die Oberfläche des Moores bzw. der Bulte gesunken ist. Sie ist also von den Schwankungen der Niederschläge und der Luftfeuchtigkeit innerhalb des Jahreslaufes verhältnismäßig unabhängig und wird regenarme Perioden normalen Ausmaßes leichter überstehen.

In dem entgegengesetzten Beispiel wird die stark humifizierte Oberfläche besonders bei vorübergehender Abtrocknung ihr kolloidal gespeichertes Wasser an die auf ihr lebenden *Sphagnen* nur schwer oder garnicht abgeben²⁾. Diese leben sozusagen von der Hand in den Mund und sind in viel höherem Maße als im ersten Beispiel auf besonders reichliche, gleichmäßig verteilte Niederschläge, also auf ein ausgesprochen ozeanisches Klima angewiesen. In niederschlagsärmeren Perioden, unter Umständen nur im Ausmaß einzelner Jahre, werden ihnen gegenüber solche Pflanzen im Vorteil sein, die sich durch ein aus-

²⁾ Eine gewisse Bestätigung dessen kann man in den von M. HUMMEL (1949) beobachteten Verhältnissen eines Regenerationskomplexes im Eifelmoor „Strohner Märchen“ erblicken, in dem sich die sommerliche Austrocknung vor allem in den von lockerem *Sphagnum recurvum* bestehenden Schlenken auswirkte, während die in den Bulten lebenden *Sphagnum*arten, mit Ausnahme derjenigen auf den der Austrocknung am stärksten ausgesetzten Bultkuppen, am wenigsten unter der Trockenheit gelitten hatten. Die Verfasserin führte diese Erscheinungen ebenfalls auf Unterschiede im kapillaren Wasseraufstieg zurück.

gebildetes Wurzelsystem den an sich hohen kolloidalen Wassergehalt der oberen Torflagen nutzbar machen können, also *Ericaceen*, *Eriophora* usw. Das zwischen diesen und den *Sphagnen* sich herstellende labile Gleichgewicht liegt in seiner Abhängigkeit von den nie fehlenden Schwankungen der Niederschlagshöhen auf einer ganz anderen klimatischen Ebene als etwa das auf der Oberfläche eines wenig zersetzten Torfes. Die zu geringe Beachtung dieser Relativität in dem Feuchtigkeitshaushalt der verglichenen Moortypen auf verschieden stark zersetzten Torfen kann leicht zur Überschätzung des wirklichen Ausmaßes etwaiger trockenerer Perioden führen, soweit sie sich in Profilen des Älteren Sphagnumtorfes, beispielsweise in Gestalt von Brandhorizonten oder im Hervortreten von *Eriophorum*- oder *Callunalagen* anzeigen, und hierin liegt wohl eine der Ursachen der so weit auseinander gehenden Meinungen über die klimatischen Bedingungen der Entstehung des Älteren Sphagnumtorfes und damit auch des Grenzhorizontes.

Einige weitere Überlegungen schließen sich hier an. Gesetzt der Fall, es sei durch irgendeine Änderung in den Lebensbedingungen eines Moores eine Unterbrechung seines Wachstums eingetreten, also etwa in der von GRANLUND erläuterten Weise durch Erreichung der dem durchschnittlichen Niederschlagsüberschuß entsprechenden Höchstwölbung der Mooroberfläche oder durch eine trockene Klimaperiode oder auf andere Weise. Es sei dabei ferner an eine stark zersetzte Mooroberfläche auf Älterem Sphagnumtorf gedacht. Auch wenn die Bedingungen für ein Weiterwachsen des Moores wieder hergestellt sind, also entweder eine zeitweilige Erhöhung der Niederschläge die Überschreitung der erreichten Wölbungsgrenze erlaubt oder eine Trockenperiode wieder von normaler Klimafeuchtigkeit abgelöst worden ist, so werden die Nachteile der stark humifizierten Unterlage, die durch erhöhte Zersetzung an der Oberfläche unter Umständen noch verstärkt wurden, eine Regeneration der Sphagneten erschweren, und es ist nicht ausgeschlossen, daß auf der zum Teil entblößten Oberfläche verstärkte Niederschläge sogar eine Erosion hervorrufen, die nun ihrerseits wieder die Belebung der Mooroberfläche hintanhält. Die von OVERBECK & SCHNEIDER auf kolorimetrischem Wege gemachte Beobachtung, daß am Grenzhorizont die stärkste Humifizierungszone, wenn auch dem bloßen Auge unkenntlich, schon mehr oder weniger unterhalb des Kontakts mit dem Jüngeren Sphagnumtorf zu liegen pflegt, könnte so ihre Erklärung finden. Bei Voraussetzung einer Trockenperiode als Ursache einer Rekurrenzfläche wird man die gegenüber den früheren Vorstellungen von der Dauer der subborealen Trockenzeit schon sehr eingeschränkten Schätzungen noch weiter einengen können und sogar mit der Möglichkeit rechnen müssen, daß anstelle einer Klimaschwankung schon ein mehr zufälliges Zusammentreffen einiger besonders niederschlagsarmer Jahre die Voraussetzungen für die Entstehung einer Rekurrenzfläche schaffen konnte. Selbstredend soll damit die Möglichkeit wirklicher Trockenperioden nicht in Abrede gestellt werden, aber man muß sich darüber klar sein, daß sie noch längst nicht bewiesen sind und ihre Annahme zur Erklärung der Rekurrenzflächen — abgesehen von deren sonstigen Möglichkeiten — nicht unbedingt erforderlich ist. Das Fehlen von Anzeichen für ihr Auftreten in den waldgeschichtlichen Belegfände so wohl seine nächstliegende Erklärung.

Ebenso wie die Entstehung einer Austrocknungsfläche durch verhältnismäßig geringfügige Anlässe ausgelöst worden sein kann, spricht manches dafür, daß auch die Regeneration der Moore durch an sich wenig bedeutende Änderungen in den äußeren Bedingungen zustande kommen konnte. Welche Rolle beim Übergang zum Moortyp des Jüngeren Sphagnumtorfes das Häufiger- und Stärker-

werden der Fröste gespielt hat, läßt sich nur vermuten; man wird jedenfalls eine erhöhte Frostwirkung spätestens mit dem Übergang zum Subatlantikum in Rechnung stellen dürfen. Sie kann sich außer durch Herabdrückung der Intensität der Humifizierung auch durch Auflockerung der hochzersetzten Torfoberfläche und Erhöhung ihrer Kapillarität förderlich für die Regeneration ausgewirkt haben. Kam dann den Sphagneten, nachdem sie schon eine günstigere Ausgangsstellung gewonnen hatten, eine wenn auch nur kurze Periode erhöhter Niederschläge gewissermaßen als „Anlasser“ zu Hilfe, was die Beobachtungen über den Vorlaufstorf C. A. WEBER's nahelegen, so konnte sich der Übergang zur Bildung des Jüngeren Sphagnumtorfes von nun an schnell vollziehen. Hatte sich erst eine Lage des porösen, wenig zersetzten Torfes einschließlich der lebenden Mooschicht nur auf wenige Dezimeter aufgehöhht — und die Beobachtungen über die Erhaltung von dem Grenzhorizont gelegentlich aufgesetzten Kiefernstubben bis auf mehr als Fußhöhe zeigen, daß das sehr schnell gehen konnte —, so war das neubelebte Moor von der Höhe der Niederschläge weniger abhängig als vorher, vorausgesetzt, daß eine vielleicht nur geringe Änderung des Klimatyps die Humifizierungsstärke herabsetzte.

Diese Überlegungen erbringen zwar für sich keinen Beweis für einen bestimmten Klimagang, doch sie können dazu beitragen, den im Aufbau der Hochmoore so scharf ausgeprägten Wechsel der Torfarten mit denjenigen Beobachtungen in Einklang zu sehen, die einen nur sehr allmählichen Übergang von der Wärme- zur Nachwärmezeit erkannten, der erst im Mittelalter seinen Abschluß fand (FIRBAS u. a. 1951, S. 105), und schließlich sprechen sie auch mit für eine Lösung der Klimafragen, die im Sinne von GROSS (1930, 1933), OVERBECK (1931) und in Übereinstimmung mit Beobachtungen beispielsweise von BORNGÄSSER (1941) die Entstehung des Älteren Sphagnumtorfes mit einem nicht nur wärmeren, sondern auch feuchteren, im ganzen ozeanischeren Zeitabschnitt verbunden sieht und den Jüngeren Sphagnumtorf als Äquivalent einer kontinentaleren Klimaperiode auffaßt. Aus einer pollenanalytisch erkennbaren Verzögerung in der ersten Ausbreitung der Weißbuche (*Carpinus*) in Nordwestdeutschland gezogene Folgerungen (NIETSCH 1952 a) weisen in dieselbe Richtung.

Es wurde bisher davon abgesehen, sonstige, nicht oder nicht unmittelbar klimatisch bedingte Einflüsse der Moorumgebung, namentlich mit Schwankungen des Meeresspiegels verknüpfte Änderungen der Grundwasserstände und der Abflußverhältnisse in Betracht zu ziehen, da die Entstehung des Älteren Sphagnumtorfes ohne das Übergewicht unmittelbarer klimatischer Einwirkung nicht zu denken ist. Wohl aber spielten solche Beziehungen wahrscheinlich in dem Übergangszustand der späten Wärmezeit für die Herausbildung der Verschiedenheiten der Huminität und für gewisse Unregelmäßigkeiten in der Zeitlage des Grenzhorizonts (vgl. u. a. NILSSON 1948) eine größere Rolle. Es liegt nahe, besonders in der Nähe der Nordseeküste eine Übertragung der in der jüngeren Nacheiszeit erfolgten Änderungen in der Lage zum Meeresspiegel auf die Grundwasserstände und weiterhin auf die Lebensbedingungen der Hochmoore auch dann anzunehmen, wenn ein unmittelbarer Zusammenhang aus den Moorprofilen nicht ersichtlich ist. Zweifellos haben sich diese Vorgänge auch weiter landeinwärts vor allem von den Flußtälern aus geltend gemacht, zur Hauptsache also, der überwiegend sinkenden Tendenz der Küste entsprechend, durch Rückstau des Wasserabflusses und Erhöhung der Grundwasserstände, was auch aus beträchtlichen Aufhöhungen der Flußbetten zu erschließen ist (u. a. DEWERS 1941). Neuerdings konnte im Tal der Vechte, dicht vor der holländischen Grenze, eine aus 12 m Tiefe unter dem heutigen Vechtespiegel erbohrte humose Einlagerung

als nicht älter als neolithisch bestimmt werden (NIETSCH 1952). Trotzdem wäre es falsch, die Auswirkungen solcher Einflüsse zu sehr zu verallgemeinern. Grundwasserbewegungen, die durch Änderungen der Wasserstände in den Flußtälern hervorgerufen werden, schwächen sich erfahrungsgemäß in einiger Entfernung schnell ab. Es ist also durchaus möglich, daß bei einer den Änderungen der Entwässerungsbasis entgegengesetzten Auswirkung von Klimaschwankungen zeitweise gleichzeitig nebeneinander sowohl Anstieg wie Absenkung des Grundwassers bestanden hat. Schwierig sind die Verhältnisse namentlich dort zu beurteilen, wo in geringer Tiefe Geschiebelehm in größerer Ausdehnung ansteht. Hier wird man auch bei sonst erheblicher Beeinflussung des Grundwasserstandes durch allgemeinere Veränderungen des Wasserabflusses vielfach mit nur geringen oder gar keinen Einwirkungen zu rechnen haben.

Berücksichtigung erfordern auch die schon durch den vorgeschichtlichen Menschen hervorgerufenen Verheidungen in ihrer Auswirkung auf die Grundwasserstände und somit auch auf die Moore, sofern damit gerechnet werden darf, daß die entstandenen Heideflächen einige Ausdehnung gehabt haben. In solchen Fällen bedingte die Entwaldung eine Verringerung des Wasserverbrauchs aus dem Boden, zugleich den volleren Genuß der Niederschläge, von denen das Kronendach des Waldes einen nicht unerheblichen Teil zurückhält und sogleich wieder der Verdunstung zuführt. Aber es fragt sich, wie sich die einsetzende Ortsteinbildung bemerkbar machte. Durch Stauung der einsickernden Niederschläge ergaben sich je nach Neigung des Geländes und anderen örtlichen Bedingungen Abänderungen der Grundwasserstände, für die sich keine allgemeinen Regeln aufstellen lassen. Man wird immerhin die durch die Heidepodsolierung der Böden und Ortsteinbildung stellenweise sicherlich vermehrten Vorbedingungen schneller Versumpfung beachten müssen.

Zusammenfassung. Die Entstehung des Älteren Sphagnumtorfes und seine Wuchsgeschwindigkeit werden erörtert. Dabei werden die engen Zusammenhänge zwischen der Huminität eines Hochmoortorfes an der Mooroberfläche und seinem hydrologischen Verhalten in ihrer Auswirkung auf die Ökologie der lebenden Pflanzendecke untersucht und die sich daraus auch für die Entstehung des nordwestdeutschen Grenzhorizontes ergebenden Folgerungen besprochen.

Schriftenverzeichnis

- E. ALT (1932): Klimakunde von Mittel- und Südeuropa - Handb. der Klimatologie, hrsggeg. v. W. Köppen u. R. Geiger, 3. M.
- H. BORNGÄSSER (1941): Das „Große Moor“ bei Deimern, ein Hochmoor in der Lüneburger Heide - Beih. bot. Cbl., 61 B.
- F. DEWERS (1941): Alluvium - Geologie und Lagerstätten Niedersachsens 3, Känozoikum.
- W. S. DOKTUROWSKY (1938): Die Moore Nordeuropas und Nordasiens - In: K. v. Bülow (Hrg.), Handbuch d. Moorkunde 4.
- F. FIRBAS (1947): Neuere Arbeiten zur spät- und nacheiszeitlichen Vegetations- und Klimageschichte der britischen Inseln - Die Naturwissenschaften 34. — (1949 a): Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen. — (1949 b): Systematische und genetische Pflanzengeographie. - Fortschr. Bot. 12. — (1951): Über den heutigen Stand der Pollenuntersuchungen als Hilfsmittel der Quartärforschung - Dies Jahrb. 1.
- E. GRANLUND (1932): De Svenska Högmossarnas Geologi - Sver. geol. Unders. C, 373, Arsb. 26.
- H. GROSS (1930): Das Problem der nacheiszeitlichen Klima- und Florenentwicklung in Nord- und Mitteleuropa - Beih. bot. Cbl. 47, II. — (1933): Zur Frage des Weberschen Grenzhorizontes in den östlichen Gebieten der ombrogenen Moorregion - Beih. bot. Cbl. 51, II.

- J. HANN (1911): Handbuch der Klimatologie (Auszug), III, Klimatographie - A PENCK (Herg.) Bibliothek geographischer Handbücher.
- M. HUMMEL (1949): Zur postglazialen Wald-, Siedlungs- und Moorgesichte der Vorder-eifel. - *Planta* **37**.
- K. JESSEN (1949): Studies in late quaternary deposits and flora-history of Ireland. - *Proc. Roy. Irish Acad.* **52**, B 6.
- F. LINKE (1939): Meteorologisches Taschenbuch, 3.
- H. NIETSCH (1952): Zur spät- und nacheiszeitlichen Entwicklung einiger Flußtäler im nordwestlichen Deutschland. - *Z. deutsch. geol. Ges.* **104**. — (1952a): Studie zur Klimageschichte der jüngeren Nacheiszeit in Nordwestdeutschland. - *Mitteil. florist. soziol. Arbeitsgem. N.F.* **3**.
- T. NILSSON (1948): Versuch einer Anknüpfung der postglazialen Entwicklung des nordwestdeutschen und niederländischen Flachlandes an die pollenfloristische Zonengliederung Südkandinaviens. - *Medd. Lunds geol.-miner. Institut.* **112**.
- F. OVERBECK (1941): Die Moore Niedersachsens. - *Geologie und Lagerstätten Niedersachsens* **3**, Känozoikum. — (1947): Studien zur Hochmoorentwicklung in Niedersachsen und die Bestimmung der Humifizierung bei stratigraphisch-pollen-analytischen Mooruntersuchungen. - *Planta* **35**. — (1952): Das große Moor bei Gifhorn im Wechsel hygrokliner und xerokliner Phasen der nordwestdeutschen Hochmoorentwicklung. - *Schr. d. Wirtschaftsw. Ges. z. Stud. Niedersachsens N.F.* **41**.
- F. OVERBECK & H. SCHMITZ (1931): Zur Geschichte der Moore, Marschen und Wälder Nordwestdeutschlands I. - *Mitt. Provinzialst. Naturdenkmalpfl. Hannover* **3**.
- F. OVERBECK & S. SCHNEIDER (1938): Mooruntersuchungen bei Lüneburg und bei Bremen und die Reliktnatur von *Betula nana* L. in Nordwestdeutschland. - *Z. Bot.* **33**. (1940): Torfzersetzung und Grenzhorizont, ein Beitrag zur Frage der Hochmoorentwicklung in Niedersachsen. - *Angewandte Botanik* **22**. — (1942): Botanisch-geologische Bemerkungen zu den Moorleichenfunden von Edewechterdamm in Oldenburg. - *Abh. nat. Ver. Bremen* **32**.
- F. PERSCH (1950): Zur postglazialen Wald- und Moorentwicklung im Hohen Venn. - *Decheniana* **104** (mit Beiträgen von F. OVERBECK).
- K. PFAFFENBERG (1947): Getreide- und Samenfunde aus der Kulturschicht des Steinzeitdorfes am Dümmer. - *Festschr. naturhist. Ges. Hannover* (94.—98. Jahresber.).
Ms. eingeg. 28. 6. 1952.

Anshr. d. Verf.: Dr. H. Nietsch, (20a) Loccum üb. Wunstorf, Nr. 243.

Pinus cembra (Zirbelkiefer, Arve) aus dem Diluvium des Oberrheingebietes

Von Alois F i e t z, Ispringen

Aus den Landessammlungen für Naturkunde in Karlsruhe

Bei den Untersuchungen der Holz- und Torfreste aus den diluvialen Ablagerungen in der weiteren Umgebung von Karlsruhe wurden auf einer mit dem Anreger dieser Untersuchungen, dem leider inzwischen verstorbenen Dr. L. HIRSCH, gemeinsam unternommenen Exkursion in Jockgrim (Pfalz, Baden) — bekannt durch seine altdiluvialen Goßtierfunde — zahlreiche Hölzer gesammelt.

Das einzige dort gefundene Kiefernholz erwies sich als solches von *Pinus cembra*. Es handelt sich um ein kleineres, unregelmäßig gewachsenes Stück von ca. 9 cm Länge und ungefähr 2,5 cm Breite. Das Ergebnis der Untersuchung war so überraschend, daß ich das Stück auch noch Herrn Professor Dr. B. HUBER (Forstbot. Institut, München) vorlegte, der in dankenswerter Weise eine Untersuchung vornahm und zu dem gleichen Ergebnis gelangte. Bei den Hölzern der Gattung *Pinus* erfaßt die Untersuchung nicht das Holz einer bestimmten Art, sondern nur eine gewisse Gruppe, im vorliegenden Falle Holz von fünfnadeligen Kiefern. In Betracht kämen *P. strobus* und *P. cembra*. Diese beiden sind je einmal im Klärbecken von Niederrad, also in tertiären Ablagerungen, nachgewiesen worden, wobei aber letztere schließlich als *P. laricio* POIR. *pliocaenica* KINK. festgestellt wurde (Oberrhein. Fossilkatalog). Da wohl kaum anzunehmen ist, daß *P. strobus* auch noch im Diluvium vorgekommen sei, bleibt nur der Schluß auf *P. cembra*. In diesem Sinne ist das eben genannte Ergebnis zu werten.

Von anatomischen Einzelheiten, auf die sich die Untersuchung stützt, seien hervorgehoben: Verhältnismäßig unscharfe Jahresringgrenzen, keine Zacken in den Quertracheiden der Marktstrahlen und meist mehrere Großporen auf einem Kreuzungsfelde des Marktstrahlparenchyms. Nach GREGUSS & VARGA stehen diese Großporen bei *P. cembra* mehr über- und bei *P. strobus* nebeneinander, eine Feststellung, der — laut brieflicher Mitteilung — HUBER aber nicht vollinhaltlich zustimmen möchte. In der vorliegenden Probe stehen diese Poren übereinander.

Die Frage nach der H e r k u n f t dieses Holzes ist naturgemäß nur innerhalb gewisser Grenzen zu beantworten. LANG (1951) erwähnt in seiner sorgfältigen Zusammenstellung späteiszeitlicher und präborealer Pflanzenfunde aus Südwestdeutschland *P. cembra* nicht. Mithin wäre dieser Fund für unser Gebiet als neu anzusehen und stellt wahrscheinlich einen der ältesten Funde von *P. cembra* im Diluvium Deutschlands überhaupt dar. SCHOENICHEN spricht von „fossilen und subfossilen Funden von Ivrea in der Po-Ebene und von Lavorgo im Kanton Tessin und vielen anderen Orten.“ Er schließt daraus, daß zur Eiszeit und in der unmittelbar auf diese folgenden Periode sich der Wohnraum der Arve auch in Europa wesentlich weiter gespannt habe als heute. ZOTZ erwähnt Holzkohlenfunde von *P. silvestris* und *P. cembra* von einem altsteinzeitlichen Siedlungsplatz von Moravany in der Slowakei (Seehöhe etwas über 200 m), wobei er betont, daß Funde jüngeren als würmeiszeitlichen Alters bei der Grabung nirgends aufgetreten seien. GREGUSS (1939) gibt Holzkohlen von *P. cembra* aus Öthalom bei Szeged an, die mit Mammutresten zusammen gefunden wurden.

Außerdem erwähnt FIRBAS (1949) Funde von Holzkohlen der Zirbelkiefer in der Schwäbischen und Fränkischen Alb, wohin sie nach seiner Meinung während der Eiszeit oder Späteiszeit vorgedrungen sein müßte; jedoch bezweifelt er diese von E. HOFMANN gewonnenen Ergebnisse, da Mooruntersuchungen im schwäbischen und bayrischen Alpenvorland bisher keinen Hinweis auf das Vorkommen von *Pinus cembra* ergeben hätten. Schließlich führt er auch noch die von E. HOFMANN festgestellten Holzfunde der Zirbelkiefer in Stein in Niederösterreich, in Höhlen bei Kauffung im Katzbachgebirge in Schlesien und jene in Höhlen von Oicow bei Krakau (KOZLOWSKA nach KLIMACZEWSKI und SZAFER) an. Doch sind alle diese Funde jünger als der vorliegende.

Die klimatischen Verhältnisse, unter denen *P. cembra* heute gedeiht, sind recht genau erfaßbar: HEGI nennt sie einen Baum eines ausgesprochen kontinentalen Klimas und sagt bezüglich ihres Vorkommens in den Alpen und in den Karpaten: Die Hauptareale fallen mit dem Gebiete der größten Gletscher zusammen und liegen im Gebiete größter Massenerhebung. SCHOENICHEN (1933) schreibt über ihr Vorkommen in Sibirien: „Dieses ihr sibirisches Vorkommen kennzeichnet die Arve als gebunden an ein Klima von hochpotenziert kontinentaler Prägung mit ungewöhnlich tief liegenden Wintertemperaturen“. Über die Frosthärte dieser Pflanze hat PISEK (1952) Untersuchungen angestellt. Somit dürfte auch die Pflanze, von der das vorliegende Holzstück stammt, unter ähnlichen klimatischen Bedingungen gelebt haben, wie sie eben skizziert wurden.

Da nun die Ablagerungen von Jockgrim als altdiluvial festgestellt wurden (SCHWEGLER 1935, SOERGEL; letzterer stellt (1933) die Tierfunde ausdrücklich ins Günz-Mindel-Interglazial), muß dieser Fund mindestens gleichen Alters sein. Die Beantwortung der Frage nach den damaligen Lokalitäten mit kontinentalem Klima hängt davon ab, in welchem engeren Zeitraum die Pflanze gewachsen ist: Wuchs sie in der ungefähren Mitte eines Interglazials, dann kämen nur die höheren Gebirgslagen in Betracht. Wuchs die Pflanze aber zu Beginn oder gegen das Ende einer Interglazialzeit, dann könnte sie vielleicht sogar in der engeren Umgebung von Jockgrim vorgekommen sein, weil die übrigen Lokalitäten auch für die Arve noch nicht oder nicht mehr bewohnbar waren. Man könnte dies sogar auch für ein Glazial annehmen, da ja dieses Gebiet niemals vom Eise erreicht wurde.

Überlegungen dieser Art könnten vielleicht auch die oben erwähnten Vorkommen in der Po-Ebene, im Kanton Tessin, im Waagtale der Slowakei und in der ungarischen Ebene erklären. Da zumindest im Waagtale und bei Öthalom die erwähnten Funde aus Holzkohlen bestehen, wäre immerhin auch noch an einen vom Menschen erfolgten Transport zu denken: Im Waagtale liegen das Rajec-Teplitzer und das Waag-Neutra-Gebirge (die beide heute bis nahe an die Baumgrenze reichen) und bei Szeged wenigstens einigermaßen die Karpaten noch so nahe, daß die Möglichkeit einer Abstammung der Holzkohlen aus den höheren Gebirgen nicht von der Hand zu weisen ist. Diese Funde können daher in klimatischer Hinsicht nicht als beweiskräftig genug angesehen werden. Auch für die bei FIRBAS genannten Funde sind ähnliche Erklärungen möglich.

Schließlich könnte man auch annehmen, daß dieses Holz aus den Alpen stamme. Dem ist aber entgegen zu halten, daß dieses weiche Holz auf dem langen Wasserwege des Rheins sicher zerstört worden wäre; außerdem wäre es beim Passieren des damals wohl auch schon vorhandenen Bodensees (ARMBRUSTER 1951, S. 77, 94) zum Absitzen gebracht und in den Ablagerungen dieses Sees eingebettet worden. Es bleibt daher nur die Möglichkeit, das Oberrheingebiet selbst als jene Örtlichkeit anzunehmen, an der damals diese Pflanze gewachsen ist.

Die übrigen in Jockgrim gefundenen Hölzer sind ebenfalls recht schlecht erhalten und von kleineren Ausmaßen. Es wurden noch festgestellt: Sechs Stück Pappel- resp. Weiden-, 34 Birken-, 20 Erlenhölzer und ein Stück Ahornholz; 16 Holzstücke mußten infolge allzu schlechter Erhaltung unbestimmt bleiben (siehe die Zusammenstellung bei FIETZ 1951¹⁾). FREUDENBERG (1911) hat auch makroskopische Reste der Weißtanne nachgewiesen.

Zusammenfassung: Unter den im Diluvium von Jockgrim gesammelten Holzproben wurde auch *Pinus cembra* festgestellt. Es ist dies der erste Fund aus dem Diluvium des Oberrheingebietes und wahrscheinlich einer der ältesten Diluvialfunde von *P. cembra* überhaupt. Die Pflanze dürfte, da ihr Holz in einer altdiluvialen Lagerstätte gefunden wurde, vielleicht schon im Günz-Mindel-Interglazial gelebt haben.

Schriftenverzeichnis

- ARMBRUSTER, L.: Landschaftsgeschichte von Bodensee und Hegau. Lindau 1951.
- FIETZ, A.: Quartäre Pflanzenreste aus dem Gebiete von Karlsruhe. — Mitteil.-Blatt bad. geol. Landesanst. f. 1950. 1951.
- FIRBAS, F.: Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen. Jena 1949.
- FREUDENBERG, W.: Beiträge zur Gliederung des Quartärs von Weinheim a. d. B., Mauer bei Heidelberg, Jockgrim in der Pfalz usw. — Notizbl. Ver. f. Erdk. usw. Darmstadt (4. F.) 32, 1911.
- GAMS, H.: Die bisherigen Ergebnisse der Mikrostratigraphie für die Gliederung der letzten Eiszeit und des Jungpaläolithikums in Mittel- und Nordeuropa. — Quartär 1. S. 75. 1938.
- GREGUSS, P.: Xylotomische Untersuchung archäologischer Funde aus der Umgebung von Szeged. — Botanikai Közlemények 36, 3/4, 1939.
- GREGUSS, P. & VARGA, I.: Xylotomischer Bestimmungsschlüssel der Pinus-Arten. Szeged 1950.
- HEGI, G.: Illustrierte Flora von Mitteleuropa 1, 2. Aufl., München 1935.
- HIRSCH, L.: Jungdiluviale Tektonik im Oberrheingraben. Eiszeitalter u. Gegenwart 2, 1952.
- HUBER, B.: Mikroskopische Untersuchung des Holzes; in FREUND, Handbuch der Mikroskopie in der Technik 5, Frankfurt/M. 1951.
- LANG, G.: Zur späteiszeitlichen Vegetations- und Florengeschichte Südwest-Deutschlands. — Inaug.-Diss. Göttingen 1951.
- NEUWEILER, E.: Untersuchungen über die Verbreitung prähist. Hölzer in der Schweiz. — Vierteljahrsschr. naturf. Ges. Zürich, 1910.
- Oberrhein. Fossilkatalog, Nr. 10. Herausgeg. v. WILH. SALOMON-CALVI, Berlin 1934.
- PISEK, A.: Zur Kenntnis der Frosthärte alpinen Pflanzen. — Die Naturwiss. 39, H. 4. 1952.
- SCHOENICHEN, W.: Deutsche Waldbäume und Waldtypen. Jena 1933.
- SCHWEGLER, E.: Das Diluvium von Jockgrim in der Rheinpfalz und seine Stellung innerhalb des oberrhein. Diluviums. — Schr. geol.-paläont. Inst. d. Univ. Kiel, H. 3. 1935.
- SOERGEL, W.: Die diluvialen Säugetiere Badens. — Mitt. bad. geol. Landesanst. 9. 1923.
- SOERGEL, W.: Die Gliederung und absolute Zeitrechnung des Eiszeitalters. — Fortschr. d. Geol. u. Pal. H. 13, 1925.
- SOERGEL, W.: Die Säugetierfauna des altdiluvialen Tonlagers von Jockgrim in der Pfalz. Z. deutsch. geol. Ges. 77 (1925). Berlin 1926.
- ZOTZ, L. F.: Der erste altsteinzeitliche Hausgrundriß in Mitteleuropa. — Quartär 4, S. 196. 1942.

Ms. eingeg.: 16. 3. 1952.

Anshr. d. Verf.: Prof. Dr. A. Fietz, (17a) Ispringen, Krs. Pforzheim.

¹⁾ In dieser Zusammenstellung sind die Angaben über *Quercus cerris* und *Q. ilex* als nicht zutreffend zu streichen und den anderen Eichenhölzern zuzuzählen. In diesem Zusammenhange bin ich Herrn Prof. HUBER-München zu besonderem Dank verpflichtet.

„Lößmagdalénien“ und „Federmessergruppe“

Von Karl J. NARR, Honnef/Rhein. Mit 1 Abb.

Die Frage, ob es ein „Lößmagdalénien“ gibt, ist wohl eine der umstrittensten in der Altsteinzeitforschung überhaupt. Von dem trotz seines unglücklichen biglazialen Systems in kulturgeschichtlichen Dingen oft erstaunlich klarsichtigen J. BAYER (vgl. F. FELGENHAUER 1952, S. 4) entschieden verneint, wurde sie neuerdings von L. F. ZOTZ (1951) wieder positiv beantwortet. Dabei wurde der Begriff Magdalénien so erheblich ausgeweitet, daß einer Untersuchung des Problems des „Lößmagdaléniens“ zweckmäßig eine Definition voranzustellen ist. Versteht man darunter lediglich Funde des Magdaléniens, die im Löß gemacht wurden, dann ist allerdings die Existenz eines Lößmagdaléniens ohne weiteres zu bejahen (so H. OBERMAIER in der Einführung zu L. F. ZOTZ 1928). Entscheidend kann jedoch nur sein, ob Magdalénienvorkommen im Löß auch tatsächlich in die Zeit der Lößanwehung gehören und nicht etwa nachträglich hineingelangt sind (z. B. Aschersleben; vgl. A. RUST 1942, S. 201).

Der Formenschatz des Magdaléniens ist für die Stadien IV-VI (Magdal. i. e. S.) nach der Patenfundstelle La Madeleine umrissen worden. Später wurden ihm weitere Stadien als Magdalénien I-III vorangestellt, die neuerdings als Protomagdalénien ausgegliedert wurden. Der Bestand an Leitformen wurde in dieser Zeitschrift aufgeführt (K. J. NARR 1952) und braucht deshalb hier nicht nochmals genannt zu werden. Die Verbreitungsgebiete des Magdaléniens und mehr noch des Protomagdaléniens sind verhältnismäßig eng begrenzt (vgl. K. J. NARR 1951). Wie die meisten altsteinzeitlichen Formengesellschaften wurde auch das Magdalénien zunächst als rein stratigraphisch-chronologische Einheit aufgefaßt. Erst später gelangte man zu der Erkenntnis, daß es auch chorologisch-geographisch abzugrenzen ist. Dennoch besteht vielfach heute noch die Neigung, Funde — besonders außerhalb Westeuropas — nur deshalb als Magdalénien zu klassifizieren, weil sie dem westeuropäischen Magdalénien oder Protomagdalénien angeblich (oder manchmal auch tatsächlich) zeitlich gleichzustellen sind. In diesem Zusammenhang ist es nützlich, sich einmal die westeuropäischen Verhältnisse vor Augen zu führen, die uns ein weitgehendes Nebeneinander wenigstens von Proto- und Frühmagdalénien („Magd. I-IV“) einerseits, Spätgravettien und (mindestens) Spätsolutréen andererseits zeigen.

Das ergibt sich schon aus der geologischen Datierung, weil einmal das Proto- und Frühmagdalénien unter der Frostschuttschicht mit Magdalénien Vb-VIa liegen, also mindestens in die Stufe 3c, vielleicht auch schon 3b unserer Gliederung (K. J. NARR 1952, S. 55) gehören, zum anderen das Solutréen und Gravettien bis wenigstens in die Stufe 3c reichen. Der typologische Befund spricht im gleichen Sinne. Solutréenspuren liegen im Frühmagdalénien („Magd. IV“) von La Madeleine selbst vor (L. CAPITAN & D. PEYRONY 1928, Abb. 5). Das Protomagdalénien ist in Laugerie haute älter als das Protosolutréen und auch in Le Placard und Marthon mit Solutréen verknüpft (A. CHEYNIER 1939). Das ist deshalb wichtig, weil auch Solutréen und Gravettien teilweise gleichzeitig sind, wie unter anderem ein Bruchstück einer *Lorbeerblattspitze* im Font Robert-Stadium von La Ferrassie und Solutréeneinflüsse in der entsprechenden Schicht des Abri du Poisson zeigen (D. PEYRONY 1932 u. 1934). Die charakteristischen *Raclettes* der

Badegoule-Fazies des Protomagdaléniens treten auch im Gravettien auf (D. PEYRONY 1944) und ferner im „entwickelten Aurignacien“ von Saulges (R. DANIEL 1936). *Dreiecke* gibt es nicht nur in der Lacan-Fazies des Protomagdaléniens, sondern ebenso z. B. im Solutréen von Laugerie haute und im Grimaldien der Grotte des Enfants (D. PEYRONY 1939/40) und von Romanelli (P. GRAZIOSI 1951). Auch die *Sägen* kommen außer im Hoch- und Spätmagdalénien („Magd. V-VI“) und in der Parpalló-Fazies des Protomagdaléniens unter anderem in der Font Robert-Fazies des Gravettiens von Les Vachons (J. BOUYSSONIE 1948, Abb. 14. 9, 11) und Font Robert (J. BARDON & A. u. J. BOUYSSONIE 1906, Abb. 136, 18) und im Solutréen von Laugerie haute (D. PEYRONY 1938, Abb. 32, 10) und Parpalló (L. PERICOT 1942, Abb. 32, 12) vor. *Mikrostichel* hat die Parpalló-Fazies mit dem Grimaldien gemeinsam (P. GRAZIOSI 1951). Das weitgehende Nebeneinander erklärt vielleicht auch die Anwesenheit einiger grober „*Protoharpunen*“ im Gravettien und Solutréen (A. RAGOUT 1939/40).

Wollten wir also den Begriff „Magdalénien“ (i. w. S.) rein chronologisch fassen, dann hätten wir konsequenterweise auch Teile des westeuropäischen Gravettiens und Solutréens als „Magdalénien“ zu bezeichnen, was natürlich ein Unding ist. Es geht nicht anders, als daß wir das Magdalénien wie alle paläolithischen Formengesellschaften im Sinne von Komplexen begrenzter räumlicher und zeitlicher Ausdehnung (genauer gesagt: von bestimmter Dauer innerhalb gegebener Gebiete und begrenzter Verbreitung zu gewissen Zeitpunkten) verstehen¹⁾. Entsprechend wären als „Lößmagdalénien“ formenkundlich dem so definierten Magdalénien (i. w. S.) entsprechende Vorkommen im Löß, die tatsächlich auch in die Bildungszeit der betr. Lößablagerung gehören, zu bezeichnen — wenn es solche gibt.

Im Vordergrund stehen bei der Diskussion dieser Frage seit langem einige Stationen in Süddeutschland (Munzingen) und Niederösterreich (Aggsbach und Gobelsburg), deren Zugehörigkeit zur Lößbildungsperiode allgemein anerkannt wird, deren chronologische Einordnung dagegen umstritten ist. H. OBERMAIER, der hierbei noch von der mehr chronologisch eingestellten Betrachtungsweise ausging, zählte sie zum Magdalénien (bes. 1909), während J. BAYER das ablehnte und nach einem dieser Fundorte sogar eine von ihm aufgestellte Formengruppe bezeichnete (bes. 1928), nämlich das „Aggsbachien“, das sich im großen und ganzen mit dem Ost-Gravettien deckt (vgl. FELGENHAUER 1951, S. 253ff. u. 1952, S. 4ff.; K. J. NARR 1952, S. 50 u. 58).

Aggsbach wurde jüngst von F. FELGENHAUER (1951) monographisch behandelt, der in seinen überzeugenden Darlegungen zu dem Ergebnis kam, daß es wahrscheinlich ins Würm II zu datieren ist und „eine der Stationen der Niederösterreichisch-Mährisch-Slowakischen Gruppe des östlichen Gravettien“ darstellt. Ähnlich wird man auch Gobelsburg beurteilen dürfen, wo die Artefakte in der Basispartie eines 6 m mächtigen Lößes nahe einer Geröllzone lagen (H. OBERMAIER 1908, S. 64f.). Die *Lamellen mit abgestumpftem Rücken*, die *Stichel und Klingen mit retuschiertem Schrägende* (H. OBERMAIER 1908, Abb. 10, 17) und das Bruchstück einer *Kerbspitze* (J. BAYER 1909, Abb. 1) passen durchaus in das Ost-Gravettien.

Die Funde von Munzingen stammen aus einem etwa 7 m mächtigen Löß, dessen Basis wie G. STEINMANN'S „Rekurrenzzone“, d. h. wie ein Fließlöß ausgebildet war. Die Fundschicht selbst fällt wahrscheinlich in die Zeit einer Unterbrechung der Ablagerung des oberen Junglößes (entsprechend unserer Zeitstufe 3c) oder doch in deren Nähe. Die Steinwerkzeuge passen sämtlich in das

Bild des Gravettien. Auch die neuerdings von L. F. ZOTZ (1951, S. 233) als Beweis für die Zugehörigkeit zum Magdalénien herangezogenen *Sägen*, die unter anderem auch im Gravettien von Unterwisternitz (K. ABSOLON 1938, Abb. 1) und Předmost (H. BREUIL 1924, Abb. 7, 7) vorkommen, können ebensowenig über eine Zugehörigkeit zum Magdalénien aussagen (vgl. oben u. K. J. NARR 1952, S. 61, Anm. 7) wie die „feinsten mikrolithischen Messerchen“, womit wohl die *Lamellen mit abgestumpftem Rücken* gemeint sind, und die „Mikrobohrerchen“, worunter wahrscheinlich die *Kremser Spitzen* (A. PADTBERG 1925, Taf. 8, 58—59) verstanden werden sollen, die — vom westeuropäischen und mediterranen Jungpaläolithikum abgesehen — auch in Krems und Unterwisternitz vorhanden sind. Die von L. F. ZOTZ ferner angeführten *einseitig abgescrägten Speerspitzen* liegen auch aus dem sog. „Périgordien II-III“ und dem Aurignacien V des Westens vor, und die sog. *Kommandostäbe* treten bereits im Aurignacien I auf (spätestens in dessen jüngerem Horizont, d. h. in Stufe 2a—b: Vogelherd 6, La Ferrassie F, Isturitz-Süd A, untere Schicht von Abri du Poisson und La Quina).

Wie schon früher Mainz-Linsenberg (L. F. ZOTZ 1928, S. 48)²⁾ wird neuerdings auch Breitenbach bei Zeitz von L. F. ZOTZ (1951, S. 251) ins Magdalénien gestellt. An der letzteren Fundstelle liegt unter hellgelbem Löß ein offenbar sekundär gelagerter Lehm, in dem die Artefakte in gleicher Längsrichtung orientiert sind. Nach H. HESS VON WICHENDORF (1926) handelt es sich um eine fluviatile Bildung, nach H. & R. LEHMANN (1928) dagegen um verlehmtten Löß. Wahrscheinlich haben wir es mit einer Fließbildung zu tun, wie sie allenthalben an der Basis des oberen Junglößes auftritt, und dürfen die Funde deshalb am ehesten in die Zeitstufe 2a stellen, wodurch eine Zugehörigkeit zum Magdalénien ohnedies schon recht unwahrscheinlich wird (vgl. Anm. 1). Das archäologische Material ist vielleicht nicht homogen, doch wird durch *Lamellen mit abgestumpftem Rücken*, *Klingen mit retuschiertem Schräg- und Konkavende* und *Eckstichel* mit gleichartiger Gestaltung des Klingendes, die allerdings nicht zu den sog. „Papageienschnäbeln“ gestellt werden können, wenigstens die Anwesenheit einer Gravettienkomponente bezeugt. Die Meinung, diese Typen ließen „keinen Zweifel, daß wir uns im späten Magdalénien befinden“ (L. F. ZOTZ, S. 251), dürfte daher zumindest für diese apodiktische Form der Aussage nicht genügend unterbaut sein. Wenn schließlich für die Einordnung in das Magdalénien noch auf ein *hammerartiges Werkzeug* aus Rengeweiß hingewiesen wird, so läßt sich das wohl durch einen kurzen Blick auf die stattliche Liste derartiger Artefakte im östlichen Gravettien erledigen (vgl. F. HANČAR 1942, S. 159ff. u. 1950, S. 91ff.).

Die Fundstelle Mainz-Linsenberg, die zeitlich Munzungen nahestehen dürfte, kann hier nicht im Einzelnen behandelt werden. Es sei nur bemerkt, daß der Artefaktbestand keine typischen Magdalénienformen aufzuweisen hat, und auch die Gesamtsituation viel eher für Gravettien spricht. Wenn zu den *Frauenplastiken* gesagt wird, daß „der Stil aller dieser Figuretten“ . . . „der des Magdaléniens“ sei, weshalb sie „neben die ihnen ähnlichen von Brassempouy gestellt wurden“ (L. F. ZOTZ 1951, S. 234), so ist das schon deshalb nicht recht verständlich, weil die letzteren sicherlich viel älter sind und die wenigen Exemplare aus dem Protomagdalénien und Magdalénien (Lagerie basse, Mas d'Azil, Petersfels) mit denjenigen von Mainz schlechterdings keinen Vergleich zulassen (H. BREUIL & R. LANTIER 1951, S. 183ff.).

Zum „Lößmagdalénien“ müßten in einem weiteren Sinne auch Magdalénienvorkommen in Höhlen gerechnet werden, die in mehr oder minder lößhaltige Sedimente eingebettet sind, wobei allerdings stets zu fragen

bleibt, ob der Löß nicht umgelagert ist (z. B. Röthekopf b. Säckingen, Wildscheuerhöhle a. d. Lahn). Neuerdings werden in diesem Zusammenhang die Funde von *Mauern* genannt, wozu kurz gesagt werden kann, daß auch von dieser Fundstelle keine eindeutigen Magdalénientypen vorliegen. Auch die sog. „*primitive Harpune*“ (A. BOHMERS 1951, Taf. 56. 1) hat nichts mit den echten *Magdalénienharpunen* oder deren Prototypen zu tun. Das Material darf eher als „mitteleuropäische Weiterentwicklung des oberen Aurignaciens“ (= Gravettien) aufgefaßt werden (A. BOHMERS 1951, S. 97). Das Gravettien tritt allerdings nur selten und erst in einem späten Horizont (etwa Stufe 4a) in Höhlen auf, doch kann hier vor allem die Pekarna-Höhle als Vergleichspunkt genannt werden³⁾.

Als vorläufiges Ergebnis können wir zusammenfassend feststellen, daß die genannten Stationen keine sicheren Magdalénien-Elemente führen, sich vielmehr zwanglos ins Gravettien einordnen lassen und somit als Beweise für die Existenz eines „Lößmagdaléniens“ ausfallen.

Eine typologische Unterscheidung von Magdalénien, besonders Hoch- und Spätmagdalénien („Magd. V-VI“) mit ausgeprägter „Gravettien-Renaissance“ (vgl. K. J. NARR 1951) und Gravettien ist allerdings bei Fehlen charakteristischer Typen aus Knochen und Vorliegen nur weniger oder einzelner Artefakte aus Stein oft kaum oder garnicht möglich⁴⁾. Das hat auch sehr stark das Erkennen des Magdaléniens im nordwesteuropäischen Flachland erschwert, wo Knochen, Geweih oder Elfenbein in den meisten bisher bekannten Stationen nicht erhalten blieben. Um die Herausarbeitung dieser Gruppe hat sich besonders H. SCHWABEDISSEN (1944) bemüht, der zunächst für das westliche Norddeutschland eine eigene, anfangs für mesolithisch gehaltene „Federmessergruppe“ aufstellte. Neuere Forschungen, besonders die Ausgrabung in Rissen, ließen jedoch den Magdaléniencharakter dieses Komplexes immer deutlicher hervortreten, der nunmehr bereits in mehrere Fazies aufgeteilt werden kann (H. SCHWABEDISSEN 1951). Die Existenz eines Spätmagdaléniens nördlich der Höhlengebiete der Mittelgebirge kann heute als Ganzes nicht mehr ernsthaft bezweifelt werden, doch ist bei der einen oder anderen Station noch durchaus fraglich, ob sie hierhergerechnet werden darf oder nicht.

Die *Klingen und Spitzen mit abgestumpftem Rücken* können auch im kleingerätigen Mesolithikum noch vorkommen (A. BOHMERS 1948, S. 186). Es ist gefährlich, solche (wenn auch größere) Typen als selbständigen Komplex aus Funden dieser Art auszusortieren (Westerbek, Dowesee, Clausheide: H. SCHWABEDISSEN 1944). Ähnliches gilt auch für „Federmesser-Komplexe“, die aus Oberflächenfunden des großgerätigen Mesolithikums gesondert wurden (Calbe, Grande, Wustrow: H. SCHWABEDISSEN 1944); dies umso mehr, weil in skandinavischen Funden (z. B. Klosterlund, Lundby, Maglemose, Svaerdborg) *Klingen und Spitzen mit abgestumpftem Rücken* zweifellos mit den *Kern- und Scheibenbeilen* zusammengehören. Es dürfte wohl nicht ohne weiteres gerechtfertigt sein, wenn im westlichen Norddeutschland solche Formen ausgelesen werden und dann in ihrem Fehlen eine Besonderheit der südlichen „Duvensee-Fazies“ gegenüber der nördlicheren „Maglemose-Fazies“ des Kern- und Scheibenbeilkreises gesehen wird. Daß die erstere sich außerdem von der letzteren durch Anwesenheit mikrolithischer Typen des „Nordwestkreises“ abheben soll, trifft nicht völlig zu, weil *gleichschenklige und rechtwinklige Dreiecke* — von den langschmalen Formen ganz abgesehen — auch in Klosterlund, Lundby und Vindehelsinga vertreten sind. Man kann ebensogut die etwas reicheren Mikrolithbestände

der „Duvensee-Fazies“ und die relative Seltenheit solcher Typen in der „Maglemose-Fazies“ im Sinne eines allmählichen Verebbens von Einflüssen des westlichen mikrolithischen Mesolithikums auf den Kern- und Scheibenbeilkreis des Nordens auffassen. Gegen die Aufstellung von Magdalénienstationen auf Grund derart ausgedehnten Materials an *Klingen und Spitzen mit abgestumpftem Rücken* wird man daher einigermaßen skeptisch sein dürfen und mit der Möglichkeit von Nachlebseln im Verband vollmesolithischer klein- und größerer Gruppen rechnen müssen.

Die Fundgruppe von Wehlen, die von H. SCHWABEDISSEN zum nordwesteuropäischen Flachlandmagdalénien gerechnet wird und sogar eine entscheidende Rolle bei dessen Herausarbeitung spielte, „zeichnet sich durch viele eigene Züge aus“ (H. SCHWABEDISSEN 1951, S. 157). Als besonders charakteristisch dürfen *ringsum retuschierte einfache und gestielte Klingenkratzer* (Abb. 1, 2—3. 5.—6. 8—9. 11—12) gelten. Dazu kommt noch eine Variante der *Gravettespitze mit schräger, retuschierter Basis* (Abb. 1, 1. 4). An den Fundstellen Oldendorf und Poppenburg (W. BARNER 1937), die unter anderem wegen ihrer *ringsum retuschierten gestielten Kratzer* mit der Wehlener Gruppe in Verbindung gebracht werden dürfen (Abb. 1, 2. 5. 8. 11), ist die Gerätbasis der *Gravettespitzen* durch eine noch schräger verlaufende Kante zu einer richtigen Spitze gearbeitet (Abb. 1, 7. 10⁵). Wenn auch kleinere Unterschiede zwischen den nördlicheren, d. h. außerhalb der Lößverbreitung liegenden Stationen Wehlen und Nettelhorst (Abb. 1, obere Reihe) und den südlicheren Fundstellen Poppenburg und Oldendorf (Abb. 1, untere Reihe) nicht zu verkennen sind, so wird man dies angesichts der auffälligen Gemeinsamkeiten doch nicht überschätzen dürfen.

Über die geochronologische Stellung vermag nur der Befund von Poppenburg etwas auszusagen. Dort liegen die Funde etwa „85—90 cm unter der Oberfläche“ . . . „nur wenig unter dem Grenzhorizont zwischen Schwarzerde und Löß“ (W. BARNER 1937). Nun kann zwar die Fundstreuung höher gelagerter Komplexe noch bis zu dieser Tiefe reichen (A. RUST 1942, S. 201), doch ist das in diesem Falle nicht anzunehmen, da die Funde nach den Angaben W. BARNERS nur einen gut ausgeprägten dünnen Horizont bilden und überdies

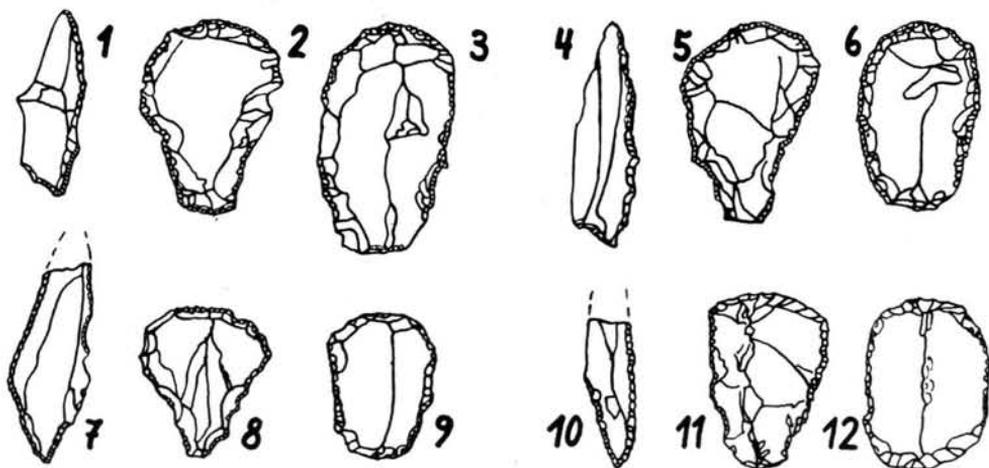


Abb. 1. Artefakte aus Wehlen (1—3), Nettelhorst (4—6), Poppenburg (7—9) und Oldendorf (10—13). Erläuterung der Typen im Text. Nach W. BARNER und H. SCHWABEDISSEN. Maßstab 2 : 3.

im gleichen Niveau auch eine feine Aschenlage mit Holzkohleteilchen festgestellt werden konnte. Demnach ist also dieser Fundplatz noch in die Bildungszeit des Lößes, wenn auch ziemlich an deren Ende, zu datieren. Haben wir es nun hier mit einem „Löbmagdalénien“ zu tun?

Die Frage läßt sich heute noch nicht entscheiden, und wir werden auf künftige Funde hoffen müssen, die den Charakter dieser Formengruppe klären können. Wenn einerseits völlige Entsprechungen zum Magdalénien nicht vorliegen (vgl. H. SCHWABEDISSEN 1951, S. 157), so sind doch andererseits die *ringsum retuschierten Kratzer* auch im Gravettien nicht geläufig. (Von den übrigen Artefaktformen ist keine derart charakteristisch, daß sie die Zugehörigkeit zum Magdalénien oder Gravettien ausschließen könnte.)

Einen kleinen Schritt weiter führt uns vielleicht die Betrachtung der Affinität einzelner Kulturgruppen zu bestimmten Umweltformen. Das Magdalénien ist offenbar der Strauch- und Baumtundra angepaßt und rückt daher in der Masse erst zu Ende der Eiszeit mit der Nordverschiebung der entsprechenden Vegetations- und Klimazone (etwa in Stufe 4b, allenfalls ganz am Ende von 4a) ins südwestliche Mitteleuropa und schließlich auch nach Norddeutschland ein (vielleicht schon in Stufe 4b, hauptsächlich aber wohl erst in 4c), womit natürlich die Möglichkeit vereinzelter früherer Vorstöße nicht unbedingt ausgeschlossen wird. Dieses Verhalten erklärt wohl auch das Fehlen eindeutiger Magdalénienvorkommen auf primärer Lagerstelle im Löß und macht die Existenz eines „Löbmagdaléniens“ eingermaßen unwahrscheinlich. Das mittel- und osteuropäische Gravettien ist dagegen in der Lößsteppe und Lößtundra zu Hause und wird deshalb immer wieder im Löß angetroffen. In dieser Hinsicht verhalten sich also die Funde von Poppenburg wie das Gravettien, doch liegt z. B. Wehlen weit nördlich der Lößgrenze. Vielleicht darf man vermuten, daß bei dem raschen Klimaumbruch zu Beginn des Spätglazials diese Gruppe mit der reicher ausgestatteten Form der Kraut- und Grastundra ins ehemalige Gebiet der Frostschnitt-Tundra vordrang, wo sie schließlich als weiterhin spürbares und faziesbildendes Substrat mit dem Vordringen der Birken-Kiefern-Vegetation (in Stufe 4c oder allenfalls noch am Ende von 4b) von den späten Magdalénienausläufern (der „Rissener Fazies“) aufgesogen wurde. Dies bedarf aber noch der Klärung, die uns glückliche Funde hoffentlich einmal ermöglichen werden.

In diesem Zusammenhang sei darauf verwiesen, daß auch in England eine offenbar sehr späte (teilweise solutroide) Gravettien-Gruppe dem Magdalénien der Creswell-Fazies nicht allzuweit vorausgegangen zu sein scheint. Ob sich hierin innere Zusammenhänge⁶⁾ oder nur eine äußere (durch den „Nordsog“ infolge der Verschiebung der Klimazonen verursachte?) Parallelität der historischen Ereignisse spiegelt, muß dahingestellt bleiben.

Anmerkungen:

¹⁾ Die geochronologische Datierung kann bei Stationen mit wenig charakteristischem Material aber gelegentlich zur Einordnung herangezogen werden, wenn dadurch die betreffenden Funde als für die Zuweisung zur einen oder anderen Formengemeinschaft zu alt erwiesen sind, d. h. in unserem Falle, daß sie nicht dem Magdalénien (i. w. S.) angehören können, wenn sie auf Grund ihrer stratigraphischen Position früher anzusetzen sind als dessen ältestes Stadium.

²⁾ Die gleiche Ansicht äußerte schon vorher E. TATARINOFF (Jahrb. d. Schweiz. Ges. f. Urgesch. 16, 1924, S. 22).

³⁾ Auf typologische Einzelvergleiche soll hier verzichtet werden, da sie für den größten Teil der Artefakte ohne weiteres ins Auge springen; doch sei immerhin als

Besonderheit auf die Beziehungen eines „nasenkratzerartigen“ Instruments aus der Pekarnahöhle K. ABSOLON 1932, Taf. 7, 29) und eines „zinkenartigen“ Gebildes von Mauern (A. BOHMERS 1951, Taf. 44, 12) verwiesen. Beachtenswert ist aber vor allem die Statuette von Mauern, die gewisse stilistische Grundzüge mit der von der Pekarnahöhle gemeinsam hat (L. F. ZOTZ 1951, S. 245). In der Deutung als „Idol des Zweigeschlechterwesens“ (L. F. ZOTZ, Bull. Soc. Préhist. Franç. 48, 1951, S. 333ff.) darf man sich allerdings wohl eher der Meinung von H. BREUIL (Ebenda 49, 1952, S. 25) anschließen, der dazu schreibt: „J e n e v o i s p a s d e r a i s o n . . .“

⁴⁾ Wenn allerdings gesagt wird, daß die vorwiegend mit Hilfe der Speerspitzen und Harpunen in Westeuropa aufgestellte Typologie des Magdaléniens in Mitteleuropa nicht anwendbar sei (L. F. ZOTZ 1951, S. 232), so weicht diese Ansicht (was sich auch bei der Behandlung der übrigen Formengruppen in dem Buch von ZOTZ bemerkbar macht) der notwendigen Präzisierung der Begriffe aus, die für Gruppen westeuropäischer Herkunft (wie das Magdalénien) auch am westeuropäischen Material, für solche östlicher Herkunft (wie das Ostgravettien) am östlichen Material zu gewinnen ist (vgl. K. J. NARR 1952, S. 51f.), — ganz abgesehen davon, daß gerade für die Gliederung des Protomagdaléniens („Magd. I-III“) die Artefakte aus Stein eine entscheidende Rolle spielen.

⁵⁾ Derartige Formen kommen auch im westlichen Gravettien vor (z. B. La Gravette: H. BREUIL 1912, Abb. 1. 8—9).

⁶⁾ Hierzu sei auf *Gravettespitzen* ähnlich der Oldendorfer und Poppenburger Variante in den stratigraphisch leider schlecht beobachteten Funden der Creswell-Crags verwiesen (D. A. E. GARROD 1926, Abb. 34, 8—9).

Verzeichnis der zitierten Literatur:

- ABSOLON, K. & CZIŽEK, R.: Die paläolithische Erforschung der Pekarna-Höhle in Mähren III (1927). Brünn 1932.
- ABSOLON, K.: Die Erforschung von Unterwisternitz. Bericht 1925. - Stud. allg. Geb. d. Karstforsch. C. Palethnol. Serie 6 (9), 1938.
- BARDON, J. & BOUYSSONIE, A. u. J.: La Grotte de Font Robert. - Congrès internat. d'anthr. et d'arch. préhist. 13, 1906.
- BARNER, W.: Die jungpaläolithische Besiedlung des Landes zwischen Hildesheimer Wald und Ith. - Nachr. Niedersachs. Urgesch. 11, 1937.
- BAYER, J.: Jüngster Löß und paläolithische Kulturen in Mitteleuropa. - Jahrb. f. Alttertumsk. 3, 1909. — Das zeitliche und kulturelle Verhältnis zwischen den Kulturen des Schmalklingenkulturkreises während des Diluviums in Europa. - Eiszeit u. Urgesch. 6, 1928.
- BOHMERS, A.: Jongpalaeolithicum en Vroegmesolithicum. - Gedenkboek A. E. van Giffen 1948. — Die Höhlen von Mauern. - Palaeohistoria 1, 1951.
- BOUYSSONIE, J.: Un gisement aurignacien et périgordien, les Vachons. - Anthropologie 52, 1948.
- BREUIL, H.: Les subdivisions du paléolithique supérieur et leur signification. - Congrès internat. d'anthr. et d'arch. préhist. 14, 1912. — Notes de voyage paléolithique en Europa centrale (II). - Anthropologie 34, 1924.
- BREUIL, H. & LANTIER, R.: Les hommes de la pierre ancienne. Paris 1951.
- CAPITAN, L. & PEYRONY, D.: La Madeleine. 1928.
- CHEYNIER, A.: Le Magdalénien primitif de Badegoule. - Bull. Soc. Préhist. Franç. 36, 1939.
- DANIEL, R.: Contribution à l'étude des Grottes du Pouy de Saulges. - Congrès Préhist. Franç. 1936.
- FELGENHAUER, F.: Aggsbach, ein Fundplatz des späten Paläolithikums in Niederösterreich. - Mitt. prähist. Komm. 5, 1951. — Zur Problematik des späten Paläolithikums in Österreich. - Archaeologia Austriaca 10, 1952.
- GARROD, D. A. E.: The Upper Palaeolithic Age in England. Cambridge 1926.
- GRAZIOSI, P.: Les industries paléolithiques à dos rabattu et le passage du paléolithique au mésolithique en Italie. - Bull. Soc. Préhist. Franç. 48, 1951.
- HANČAR, F.: Probleme der jüngeren Altsteinzeit Osteuropas. - Quartär 4, 1942. — Der jungpaläolithische Wohnbau und sein Problemkreis. - Mitt. anthropol. Ges. Wien 80, 1950.
- HESS VON WICHENDORF, H.: Die geologischen Lagerungsverhältnisse der neuentdeckten paläolithischen Kulturschichten an der Schneidemühle b. Hagersburg unweit Zeit. - Z. deutsch. geol. Ges. 78, 1926.

- LEHMANN, H. & R.: Neue Fundstellen der älteren und mittleren Steinzeit in Mitteldeutschland. - Beitr. z. Geol. v. Thüringen 2, 1928.
- NARR, K. J.: Karten zur älteren Steinzeit Mitteleuropas. - Archaeol. Geographica 2, 1951. — Zur Stratigraphie jungpaläolithischer Typen und Typengruppen. - Eiszeitalt. u. Gegenw. 2, 1952.
- OBERMAIER, H.: Die am Wagramdurchbruch des Kamp gelegenen niederösterreichischen Quartärfundplätze. - Jahrb. f. Altertumsk. 2, 1908. — Les formations glaciaires des Alpes et l'homme paléolithique. - Anthropologie 20, 1909.
- PADTBERG, A.: Das altsteinzeitliche Lößlager bei Munzingen. 1925.
- PERICOT-GARCIA, L.: La cueva del Parpalló. Madrid 1942.
- PEYRONY, D.: Les abris Lartet et du Poisson à Gorge d'Enfer. - Anthropologie 42, 1932. — La Ferrassie. - Préhistoire 3, 1934. — Laugerie haute près des Eyzies. - Arch. Inst. Paléont. Humaine, Mém. 19, 1938. — Les Grimaldiens en Périgord. - Anthropologie 49, 1939/40. — Origine du Magdalénien I. - Bull. Soc. Préhist. Franç. 41, 1944.
- RAGOUT, A.: Un protoharpon aurignacien. - Anthropologie 49, 1939/40.
- RUST, A.: Eine notwendige Stellungnahme. - Quartär 4, 1942.
- SCHWABEDISSEN, H.: Die mittlere Steinzeit im westlichen Norddeutschland. Neumünster 1944. — Das Magdalénien im nordwesteuropäischen Flachland. - Eiszeitalt. u. Gegenw. 1, 1951.
- ZOTZ, L. F.: Die paläolithische Besiedlung der Teufelsküchen am Ölberg beim Kuckucksbad. - Prähist. Zeitschr. 19, 1928. — Altsteinzeitkunde Mitteleuropas. Stuttgart 1951.

Ms. eingeg. 30. 9. 1952.

Anschr. d. Verf.: Dr. Karl J. Narr, Seminar für Ur- und Frühgeschichte d. Univ. Göttingen, Kurze Geismarstraße 40.

Die Beziehung des Rehburger Stadiums südlich Ankum (Kr. Bersenbrück) zur saaleeiszeitlichen Grundmoräne

Von Gerhard Keller, Hannover. Mit 3 Textabbildungen

Die Erhebungen südlich von Ankum im Kreise Bersenbrück sind ein Teil des Bersenbrücker-Dammer Stauchmoränenlobus, der in der Zeit des Rehburger Stadiums ausgebildet wurde. Während dieses bisher als ein Rückzugsstadium nach der Hauptausdehnung des Saaleeises aufgefaßt wird, sind im letzten Jahrzehnt Beobachtungen häufiger geworden, die dafür sprechen, daß die Stauchzone vom Saaleeis überschritten wurde. Je nachdem, welche Bedeutung dieser Südwärtsbewegung des Eises zugebilligt wird, kann einerseits das Rehburger Stadium zu einer Vorstoßphase vor der Hauptausbreitung des Saaleeises werden, mit der Folgerung, daß die beachtlich ausgedehnten und hohen Stauchmoränen vom vorrückenden Eis nicht eingeebnet wurden. Andererseits kann der Vorstoß als ein nochmaliges, zeitlich kurzes und räumlich beschränktes Vordringen aus dem Rückzugsstadium mit wesentlicher Erhaltung des morphologischen Bildes der zentralen Stauchungszone aufgefaßt werden.

Auf Grund von Oberflächenbefunden und Bohrergebnissen im Raum zwischen Üffeln und Westerholte südlich von Ankum werden im folgenden, an ein ungestörtes Diluvialprofil außerhalb der Vorstaffel anknüpfend, ihre randlichen und inneren Stauchungstexturen ermittelt. Anschließend kann auf die Lagerungsbeziehungen zwischen den Stauchungstexturen und der saaleeiszeitlichen Grundmoräne eingegangen werden. Zu den sich daraus ergebenden Folgerungen über die Zeitlichkeit der Stauchungsvorgänge und über die Bildung saaleeiszeitlicher Grundmoräne werden anschließend Ausführungen gemacht. Sie enden in der Schlußbetrachtung damit, daß die bisherige Auffassung des Rehburger Stadiums als Rückzugsstadium der Saaleeiszeit auch für dieses Gebiet nicht mehr aufrechterhalten werden kann. Die im Ankumer Raum vorliegenden Beobachtungen führen zu einer Umdeutung des Ablaufs der Ereignisse während der Saaleeiszeit derart, daß das Rehburger Stadium in die Vorrückungszeit zu stellen ist.

1. Die Vorstaffel bei Üffeln und die südl. Randbohrungen

Als Fortsetzung der Dammer Berge erheben sich westlich des auf 30—35 m + NN gelegenen Hasedurchbruches zwischen Bramsche und Bersenbrück die Westerholter Berge (Abb. 1). Diese Höhen, die im Trillenberg westlich Westerholte bis auf 140 m + NN aufsteigen, sind ein Teil der saaleeiszeitlichen Stauchendmoräne des Rehburger Stadiums und gehören dem Bersenbrücker-Dammer Lobus an (WOLDSTEDT 1928 und RICHTER, W. SCHNEIDER, HARRAS & WAGNER, R. 1951). Aus der Hauptlage von Alfhausen über Westerholte nach Westen schiebt sich eine an der Wurzel etwa 10 km breite, nach Süden sich verjüngende Zunge vor, die bei dem 6 km entfernten Dorf Üffeln endet. Sie ist morphologisch und auch texturell noch an die Stauchendmoräne anzuschließen, wie zunächst an der Oberfläche im nördlichen Teil anstehende Tertiärschuppen an verschiedenen Stellen zu erkennen geben. Schon 1 km südlich von Üffeln tritt dagegen der Mittlere und Obere Jura an die Tagesoberfläche und bildet mit den Quarziten des Korallenooliths die Geländestufe des Gehn.

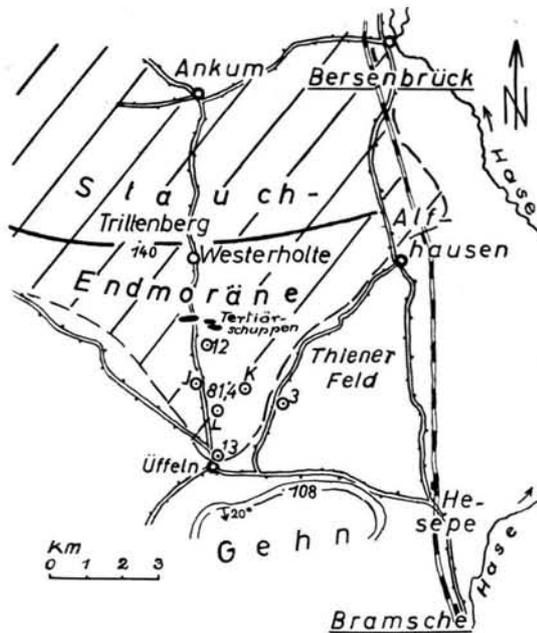


Abb. 1. Die Stauchendmoräne des Rehburger Stadiums südlich von Ankum bei Bersenbrück mit der Üffelner Vorstaffel.

Nachdem in dem vorgestaffelten, morphologisch noch stärker bewegten Gelände zwischen Westerholte und Üffeln in den Jahren 1949 und 1950 eine Anzahl von Bohrungen niedergebracht worden war, ergab sich die Möglichkeit, auch über den inneren textuellen Aufbau dieses rd. 15 km² großen Gebietes Angaben zu machen. Die Bohrungen 12, J, K, L und 13 stehen in dem vom Eisdruck gestauchten Gebiet, während die Bohrung 3 bereits außerhalb liegt (s. Abb. 1). Diese Bohrung durchsank ein ungestörtes Profil bis zur Basis des Diluviums. Der in der Tiefe von 57,00 bis 59,30 m erschlossene Geschiebemergel ist auf Grund weiterer nach Osten folgender Bohrungen (KELLER 1951) einwandfrei als die Elster-Grundmoräne anzusprechen. Die darüber folgenden Schichten von 57,00 bis 15,00 m Tiefe bestehen aus Sanden und Kiesen und bilden die Fortsetzung der Weser-Mittelterrasse. Hierüber liegt der Geschiebemergel der Saaleeiszeit. Durch weiße Grobsande von ihm getrennt, folgt höher noch eine weitere 0,60 m mächtige Geschiebelehmbank. Die Mächtigkeit des unteren Teiles des saaleeiszeitlichen Geschiebelehms von 10,50 m mag zunächst überraschen, doch sind im Gebiet ähnlich hohe Beträge bekannt.

Wenn auch nicht in seinen Einzelheiten, so darf doch als grundsätzliches Bild das Profil der Bohrung 3 als das Normalprofil der diluvialen Folge des engeren Gebietes gelten. Seine Verwendung als Vergleichsmaßstab für die in der Stauchzone erbohrten Profile erscheint daher naheliegend. In der Tabelle 1 sind die einzelnen Profile zusammengestellt. Die Bohrungen 13 und 12 sind ebenfalls tiefe Bohrungen, die die Basis des Diluviums erreichten. Über dem in der Bohrung 13 in 62,00 m Tiefe angetroffenen Jura folgen zunächst Kiese der Weser-Mittelterrasse, höher Sande, die bis 32 m unter Geländeoberfläche hinaufreichen. Diese diluviale Schichtfolge wird nach oben von 7 m mächtigen dunklen tertiären Tonnen abgeschnitten, deren Alter sich als Mittelmiozän bestimmen ließ (Best. Dr. HILTMANN). Auch die darüber folgenden 15 m mäch-

Nördlich der Bohrung 12 wird eine Tertiärschuppe von der Straße nach Westerholte beim Kilometerstein 6,65 bis 6,60 durchschnitten. Hier stehen von Süden nach Norden zunächst bräunliche Tone an. Dann folgt olivgrüner Feinsand mit Schluff. Weiterhin erscheinen hellgrüne Tone, denen sich bräunlich violette Tone anschließen. Dann treten stark glaukonitische Tone auf, denen noch bindige Glaukonitsande am nördlichen Ende des Aufschlusses folgen. Das Fehlen von Mergeln geht offenbar auf die Herauswitterung des Kalkgehaltes zurück. Zwischen einzelnen Schichtpakten sind weiße und hellgraue Sande, im nördlichen Teil auch mit Kies, der Weser-Mittelterrasse eingeschaltet, ohne daß es bei den z. Zt. wenig günstigen Aufschlußverhältnissen möglich ist, die einzelnen Teilschuppen genauer zu trennen. Eine Steinsohle, aus der auch die großen herumliegenden Findlinge stammen dürften, überkleidet die nach Westen im Gelände als Rücken weiterzuverfolgende Schuppungszone. Der Rücken streicht ziemlich genau ostwestlich. Dieses Streichen von Hügelrücken findet sich auch noch rd. 350 m weiter nach Norden, während 750 m nach Westen das Streichen derartiger Rücken eine etwas nach Südwesten gedrehte Richtung aufweist. Entlang der Rückenlinien der Anhöhe 83,7 östlich des Straßeneinschnittes mit Tertiär treten aus etwa 60 m Tiefe hochgeschuppte grobe Sande und Kiese der Weser-Mittelterrasse auf.

Die Bohrungen J, K und L gehen nur bis zu Tiefen von 20—28 m hinab (Tab. 2). Sie erreichen helle und graue Sande und Grobsande z. T. mit Kies, der sich wieder als Mischung von nordischem und einheimischem Material nach Art der Weser-Mittelterrassenkiese erweist. Allen 3 Bohrungen ist gemeinsam, daß unmittelbar von der Tagesoberfläche an, wie in den Bohrungen K und L, oder unter einer 2,50 m mächtigen Sandschicht, wie bei der Bohrung J, saaleiszeitlicher Geschiebelehm folgt. Seine Mächtigkeit schwankt zwischen 4 und 8 m. Der gleiche Geschiebelehm ist zwischen den Bohrungen J, K und L oberflächlich weiter verbreitet. So findet er sich besonders an der Kuppe mit dem Höhenpunkt 81,4 (die anderslautende Zahlenangabe des Meßtischblattes, nämlich 87,4, beruht offenbar auf einem Schreibfehler). Auf der Südost- und Südwestseite dieser Kuppe wird der Geschiebelehm beim tieferen Pflügen, aber auch in einer ausgeschachteten Grube angetroffen. Diese Höhe ist die höchste Erhebung im Südteil des vorgestaffelten Gebietes. Der hier flächenhaft verbreitete Geschiebelehm folgt dem Geländeabfall nach der 1,3 km entfernten und 30 m tiefer gelegenen Bohrung 3.

Tabelle 2

Bohrung J	m
Ansatzpunkt 67,02 m + NN	19,70—20,70 lehmiger Feinsand
m	20,70—24,15 hellgrauer Feinsand
0,00— 0,45 humoser Sand	24,15—26,30 hellgrauer grober Sand
0,45— 2,95 heller Fein- und Grobsand	Bohrung L
2,95— 8,20 Geschiebelehm	Ansatzpunkt 78,08 m + NN
8,20— 8,85 heller Grobsand	m
8,85—19,20 gelber Grobsand	0,00— 0,25 humoser Sand
19,20—19,80 gelber Feinsand	0,25— 3,80 sandiger Geschiebelehm
Bohrung K	3,80—10,10 heller Feinsand
Ansatzpunkt 77,94 m + NN	10,10—11,25 gelber Grobsand
m	11,25—13,20 heller Grobsand mit Kies
0,00— 8,00 rotgelber Geschiebelehm	(vorherrsch. Einheimisches)
8,00—14,80 heller Feinsand	13,20—14,70 gelber Feinsand
14,80—19,70 hellgrauer Grobsand m. Kies	14,70—20,30 heller Grobsand
	20,30—28,03 gelber Feinsand

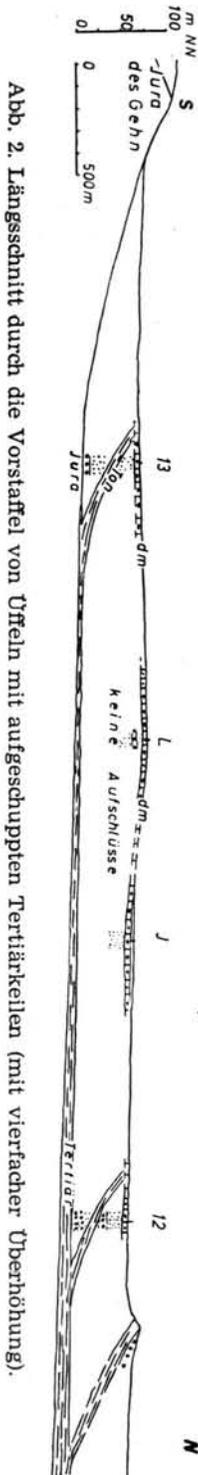


Abb. 2. Längsschnitt durch die Vorstaffel von Üffeln mit aufgeschuppten Tertiarkeilen (mit vierfacher Überhöhung).

3. Die Lagerungsbeziehung zwischen Stauchungstextur und saaleeiszeitlicher Grundmoräne

Von Westen, von Süden und besonders von Osten aus dem tiefgelegenen Gebiet des Thiener Feldes her erscheint die Vorstaffel bei Üffeln als ein morphologisch stärker bewegtes Gelände. Durch die Aufschuppung wurden an der Südseite der aktiven Eisfront Erhebungen geschaffen, die auch heute noch der Landschaft das Gepräge geben. Trotzdem besteht ein deutlicher Unterschied zwischen dem zentralen Teil der Stauchendmoräne bei Westerholte und der südlichen Vorstaffel. Während dort die aufgeschuppten und meist von Tertiär unterlagerten diluvialen Kiese die Richtung der quer zur Bewegungsrichtung des Eises verlaufenden Hügelrücken bestimmen, ist das Relief im Süden ausgeglichen. Hier kann in dem südlichen, etwa 10—12 km² großen Gebiet nur an einer Stelle, und zwar 500 m nördlich der Bohrung K, ein 300 m langer ost-west-streichender Rücken gefunden werden. Es liegt nahe, als Grund für diese morphologische Verschiedenheit die Überdeckung der Vorstaffel mit saaleeiszeitlichem Geschiebelehm anzusehen.

Zur Veranschaulichung dieser Verhältnisse ist in Abb. 2 ein Südprofil etwa entlang der Ostseite der Straße von Üffeln nach Westerholte, ausgehend von der Nordseite des Gehn über die Bohrung 13, L, J und 12 bis zu einer der Tertiärschuppen nördlich dieser Bohrung wiedergegeben. In der Bohrung 13 ist die Tertiärschuppe nach dem Liegenden in nördlicher Richtung fortgesetzt worden. Zu diesem Texturbild liegt der saaleeiszeitliche Geschiebelehm diskordant. In dem nach Norden folgenden 2,5 km breiten Zwischenraum schiebt sich nach älteren Bohrerergebnissen zwischen dem Jura und dem Diluvium das nach Norden an Mächtigkeit zunehmende Tertiär ein. In den Bohrungen L und J ist der das Stauchungsrelief nachbildende saaleeiszeitliche Geschiebelehm mit darunter folgenden diluvialen Sand und Kiesen besonders deutlich. Die Möglichkeit, daß bis zur Basis des Diluviums Tertiärkeile eingeschuppt sein können, besteht besonders südlich der Bohrung L (aus morphologischen Gründen) und nördlich der Bohrung J wegen des Vorhandenseins eines, wenn auch aufschlußlosen, ost-west-streichenden Rückens über Tage.

Das in der Bohrung 12 erschlossene Texturbild ähnelt in starkem Maße dem der Bohrung 13. Zwischen dicht unter der Geländeoberfläche anstehendem saaleeiszeitlichen Geschiebelehm und dem Bau des tieferen Untergrundes besteht eine Diskordanz. Für die am rechten Bildrande zugefügte Tertiärschuppe sind die Übertrageverhältnisse mehr oder weniger beobachtbar, die Fortsetzung nach der Tiefe erfolgte nach bekannten Analogien. War die Überlagerung der Stauchungstextur und die Nachformung des durch die

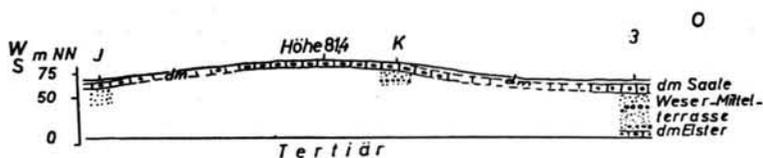


Abb. 3. Querschnitt durch die Üffelner Vorstaffel. An der östlichen Seite das Profil der Bohrung 3 als Diluvialnormalprofil (Überhöhung vierfach).

Stauchung geschaffenen Reliefs durch saaleiszeitliche Grundmoräne schon in diesem Längsschnitt deutlich, so wird diese Feststellung durch das west-östliche Querprofil von der Bohrung J über die Höhe 81,4 und die Bohrung K nach der Bohrung 3 eingehend erweitert (Abb. 3). Saaleiszeitliche Grundmoräne als Abschluß des Diluvialnormalprofils in der Bohrung 3 folgt dem Hang aufwärts nach der Bohrung K. Von hier an ist sie flächenhaft um die Höhe 81,4 herum nachzuweisen, um nach der Bohrung J wieder hinabzusteigen. Auch bei diesem Querschnitt ist darauf hinzuweisen, daß die Bohrungen wegen ungenügender Tiefe über die Textur unter der Höhe noch nichts aussagen können. Mit eingeschuppten Tertiärschollen ist etwa von 500 m westlich der Bohrung 3 bis über die Bohrung J hinaus zu rechnen.

4. Folgerungen über die Zeitlichkeit der Stauchungsvorgänge und die Bildung saaleiszeitlicher Grundmoräne.

Wird das vorstehende Profil zum Ausgangspunkt über die Beziehung zwischen dem Relief des gestauchten Untergrundes und der Lagerungsform der saaleiszeitlichen Grundmoräne gewählt, so ergibt sich, daß die Höhendifferenz der Unterkante des Geschiebelehms (-mergels) von der Bohrung 3 (36,91 m + NN) über Bohrung K (69,94 m + NN), Höhe 81,4 (rd. 73 m + NN) nach Bohrung J (58,82 m + NN) etwa 33—36 m beträgt. Auch in der weniger bewegten, von Norden nach Süden verlaufenden Scheitelachse der Vorstaffel sind noch Unterschiede von 12—15 m von der Bohrung 12 (62,97 m + NN) über die Bohrung J (58,82 m + NN), die Höhe 81,4 (rd. 73 m + NN) über die Bohrung L (70,28 m + NN) nach der Bohrung 13 (61,00 m + NN) vorhanden. Der einzige hieraus zu ziehende, sowohl sachlich als auch logisch zulässige Schluß besagt, daß die Grundmoräne nach der Aufschuppung und nach der Formung des durch die Aufschuppung geschaffenen Reliefs abgelagert wurde. In zeitlicher Beziehung ist daraus abzuleiten, daß die hier vorliegende saaleiszeitliche Grundmoränenbildung jünger als die Aufschuppung ist.

Die Entstehung der Stauchmoräne südlich von Ankum wird dem Rehburger Stadium zugeordnet (WOLDSTEDT 1935), das als Rückzugsstadium des Saale-Inlandeises gilt. In letzter Zeit sind für das Gebiet des Rehburger Stadiums Ansichten geäußert worden, nach denen die Stauchmoränenzone vom Saaleeis überfahren wurde. Dabei zielt der weitestgehende Schluß darauf hinaus, das Rehburger Stadium nicht als Rückzugsstadium, sondern als Vorrückungsstadium aufzufassen. Zu derartigen mehr oder weniger weitgehenden Folgerungen gelangten WEHRLI & SCHNEIDER (1943), RICHTER, SCHNEIDER & WAGER (1950) und WAGER (1952), soweit die saaleiszeitliche Grundmoräne in die Stauchungstexturen nicht mehr einbezogen ist. Jedoch erscheint dem Verfasser lediglich das Vorhandensein eines die Texturen diskordant überdeckenden Geschiebedecksandes für eine zeitliche Analyse nicht ausreichend zu sein, da es bisher nicht gelungen ist, die rein beschreibende Bezeichnung in einen genetischen Begriff überzuführen.

Die Beobachtungen im Bersenbrücker-Dammer Endmoränenlobus führen zu dem gleichen Ergebnis wie in der Grafschaft Bentheim, daß die saaleeiszeitliche Grundmoräne in die Stauchung nicht mit einbezogen ist. Unter diesem Verhältnissen liegt es nahe, das Rehburger Stadium als eine Vorstoßphase vor der Hauptausdehnung des Saaleeises aufzufassen. Die an sich bestehende Möglichkeit eines nochmaligen kurzen Vorstoßes aus der während des Rückzuges eingenommenen Stillstandslage begegnet einer Reihe von Schwierigkeiten, so daß sie hier nur angedeutet werden soll. Demgegenüber steht die Tatsache fest, daß die einheitliche Überschreitung der Stauchungstexturen durch das Saaleeis und die Überdeckung mit seiner Grundmoräne auf rund 100 km Länge des westdeutschen Anteils des Rehburger Stadiums von der holländischen Grenze bis nach Damme i. O. in mindestens drei großen Teilabschnitten gesichert ist. Einzelne Beobachtungen in den noch nicht näher bearbeiteten Fürstenauer Bergen und den Baccumer Bergen östlich von Lingen dürften auf den gleichen Sachverhalt hinweisen.

Zusammenfassung

1. Aus der Hauptlage des Rehburger Stadiums südlich von Ankum bei Bersenbrück schiebt sich ein zungenförmiger Teillobus 6 km weit nach Süden bis zu dem Dorf Üffeln vor. Im Gegensatz zu dem viel stärker ausgeprägten Relief des zentralen Teiles der Stauchendmoräne herrschen in der Vorstaffel ruhigere Oberflächenformen vor.
2. Am Aufbau der Geländeoberfläche beteiligt sich in starkem Maße Geschiebelehm der Saaleeiszeit und paßt sich dem vorher geschaffenen Relief an. Durch bis 60 m tiefe Bohrungen ist nachzuweisen, daß der diluviale Untergrund in sich gestört und von abgeschuppten Tertiärkeilen durchzogen ist. Zwischen den Stauchungstexturen und dem sie kappenden Geschiebelehm besteht eine ausgesprochene Diskordanz.
3. Das Saaleeis hat demnach den gestauchten Untergrund überschritten. Diese auch in der Grfscht. Bentheim gemachte Feststellung ist so gedeutet worden, daß das Rehburger Stadium eine Stillstandslage während des Eisvorstoßes vor der Maximalausdehnung des Saaleeises gewesen ist. Auch in dem untersuchten Gebiet sprechen die Beobachtungen für die gleiche Auffassung. An der Einstufung des Rehburger Stadiums als einem Rückzugsstadium mit einem dann erforderlichen nochmaligen kurzen Vorstoß aus der Stillstandslage kann daher nicht mehr festgehalten werden.

Angeführtes Schrifttum:

- KELLER, G.: Der stratigraphische Aufbau des Diluviums im nördlichen Vorland der Osnabrücker Mittelgebirgsschwelle. - N. Jahrb. f. Geol. u. Paläont., Mh. 1951, S. 161—169.
- RICHTER, W., SCHNEIDER, HARRAS & WAGER, R.: Die saaleeiszeitliche Stauchzone von Itterbeck-Ülsen (Emsland). - Z. deutsch. geol. Ges. 102, S. 60-75. 1951.
- WAGER, R.: Saaleeiszeitliche Stauchzone der Dammer Berge. - Geologischer Exkursionsführer für Osnabrück. Verl. Meinders & Elstermann, Osnabrück, S. 58 bis 59. 1952.
- WEHRLI, H. & SCHNEIDER, Hans: Geologie des Emsbürener Höhenrückens. - N. Jahrb. f. Min. etc., Abh. B. 88, S. 263-292. 1943.
- WOLDSTEDT, P.: Über einen wichtigen Endmoränenzug in Nordwestdeutschland. - Jber. niedersächs. geol. Ver. Hannover, 21, S. 10-17. 1928. — Geologisch-morphologische Übersichtskarte des Norddeutschen Vereisungsgebietes. - Berlin 1935. Ms. eingeg. 4. 10. 1952.

Gletscherspuren des Venter- und Gurgler Tales (Ötztaler Alpen, Nordtirol)

10. Skizze der alpinen Spät- und Nacheiszeit

Von Dr. Walter Senarclens (v.) Grancy, Graz. Mit 1 Abb.

1935 hat H. HANKE erstmals die Moränen des inneren Ötztals systematisch untersucht bzw. seine Ergebnisse veröffentlicht (siehe die Literatur zu Berichtsende, 1.). Im gleichen Jahre konnte der Verfasser die Original-Daunmoränen des unteren Langentales (Stubai) und der Mieminger Kette mit Hilfe des seinerzeitigen D. u. Ö. Alpenvereines kartieren. Die Beobachtungen wurden 1938 veröffentlicht (2, 3). Schon damals schien es ungemein anregend, die Ergebnisse in den südlichen Stubaier Alpen mit den Beobachtungen im Ötztal zu vergleichen. Es schien damals, daß die Daun-Stadien HANKE's bei Vent und Gurgl den innersten Stadien der Nach-Würm-Zeit (ältere frührezente oder Egesen-Stadien H. KINZL's) nahe stehen müßten. Es schien ferner, bei einem Ineinanderkopieren der Karten der HANKE'schen Studie, daß die hohen Ufermoränen der HANKE'schen Gschnitz-Moränen sich sperrend vor Seitentäler oder Kare legten, aus denen heraus eigentlich — im Vergleich mit dem Stubai und anderen Orten — noch namhafte Daun-Moränen zu erwarten waren. Es lag daher nahe, auch die hohen seitlichen Gschnitz-Moränen in die jüngere Stadien-Gruppe oder sogar direkt in das Daun-Stadium einzubeziehen. Diese Vergleichsstudie erschien 1938 (4). Erst im September 1951 konnte der Verfasser im Gelände kurz überprüfen, ob mehr die Beobachtung und Auffassung HANKE's oder die eigene zu Recht bestand.

I. Venter Tal:

Übereinstimmend mit HANKE sind die Talgründe des Rofener und Nieder Tales frei von Endwällen. Dies ist nicht streng beweisend, da hier die Gletscherwässer am ehesten versüpfen konnten, da die Talgründe schmal und oftmals seitlich etwas verschüttet sind. Immerhin erheben sich auch in den Talgründen hier und da niedrige Rundhöcker, die Moränenschutt schützend zu erheben vermochten, so daß dies Ergebnis doch eine bescheidene Bedeutung besitzt. N Vent verzeichnet die HANKE'sche Karte („Gurgler und Venter Gletscher zur Daun-Zeit“) einen etwa 1—1,5 km langen linksufrigen Wall. Der Verfasser hat diesen Wall gesucht, er konnte ihn nicht finden. Dort wo HANKE seine Daun-Moräne mit kräftigem Strich verzeichnet, liegen die Rundhölzer des Feldkögele, Fürbichl und Walchstein. Sie sind teil arm oder frei von Moränenschutt, teils auch wieder stark damit bedeckt, es fehlen aber jegliche Wallformen. Es fehlt alles, was mit der klar geformten Wallgruppe des unteren Stubaier Langentales verglichen werden könnte. HANKE muß wohl irgend einen der Schuttabsätze und Blockpackungen bemerkt haben und er hat diesem Vorkommen größere Bedeutung zugemessen. Es könnte sich hier bestenfalls um ein Egesen-Wällchen handeln, keinesfalls um ein markantes scharfgeformtes und über 1 km durchziehendes Stadium.

So wie unmittelbar bei, N und S Vent steigen die Gehänge der Talflanken weiter im N und S empor: Immer wieder von Rundhöckern mit kleinen oder auch etwas größeren Ebenheiten unterbrochen, teils blankgeschliffener Fels,

teils mit einzelnen Findlingen, teils auch mit mehreren m dicken Moränendecken. Die neue Alpenvereins-Karte verzeichnet diese Landschaft mustergültig, und sie ist von den Anhöhen N wie S Vent klar zu übersehen.

Die ersten wallmäßigen Moränenabsätze liegen teils im SO und S (Langeben ober Ramol-Alm, SW Ramol-Kar, ober Tiemsom, in 2570—2640 m Höhe), teils im NW und N (am kockenden Stein (?), ober Hohe Raine, Auf Stablein, Sömlen, Söfnar Sömlen in 2480—2640 m Höhe). Es sind dies die schon seit den „Alpen im Eiszeitalter“ bekannten, von PENCK-BRÜCKNER als Daun angesprochenen Ufermoränen. HANKE hat sie auch bemerkt, allerdings nicht vollständig kartiert; es fehlen in seiner Karte vor allem die SW-lichen Fortsetzungen über Stablein usw. Wesentlich ist aber weder diese Unvollständigkeit, noch zunächst die Zugehörigkeit zu dieser oder jener Schneegrenze. Wesentlich ist, daß hier im Venter Tal die jüngsten deutlichen Stadien einem ca. 650—700 m mächtigen Gletscher angehören. Man könnte hier einwenden, daß ja noch in den Gehängen zwischen Vent und den hohen Ufermoränen andere, vermittelnde oder gesonderte Wälle oder Wallgruppen aufgeschüttet, aber durch die Hang- und Seitenbäche vernichtet worden sein können. Zweifellos ist ein großer Teil der Hänge des Venter Tales i. a. zur Aufschüttung oder Erhaltung von Moränenwällen oder -Absätzen nicht geeignet. Doch gerade die Rundhöckertreppen NNW wie SO Vent sind geeignet, zumal es hier mehrfach Hangvorsprünge abseits der Bäche sind. Es ist also im Venter Tal sicher, daß durch hohe Hangmoränen umgrenzte jüngststadiale Gletscher von der Mächtigkeit des Aletschgletschers bestanden haben, und angesichts der N-Auslage war die Länge dieser Gletscher wohl noch bedeutender als beim Aletschgletscher (ca. 24 km). Man könnte folgerichtig, da die hohen Ufermoränen drei Halte oder Vorstöße erkennen lassen, das innerste oder tiefste Stadium hier als Egesen (D/e) bezeichnen. Es ist aber möglich, daß der i. a. geringe Vorstoß oder Halt der Egesen-Stadien von diesem großen Gletscher nicht mehr mitgemacht wurde. Somit sind die 3 Ufermoränen hier wohl am ehesten Daun-Stadien (D/e—d oder D/d) oder eine vielleicht lückenlose Vermittlung vom Egesen und Daun bis zum Gschnitz?

Schwieriger als erwartet gestaltete sich die Überprüfung der „Sperrungen“. Am deutlichsten besteht sie bei „Sömen“, NNW Vent. Hier erstreckt sich der rezente Moränenschutt des Taufkarferners bis 2940—2800 m herab. 200—300 m davor liegen Schuttabsätze seitlicher Eislappen, als nächste taläußere Stände-Egesen-Stadien. In der Talfurche (Weiß-Bach) zwischen beiden Absätzen mußte eine gleichzeitige Egessen-Eiszunge noch etwas tiefer herabgereicht haben, etwa bis 2650—2600 m; sie endete im jetzt moränenbedeckten Steilhang, ohne Wälle zu bilden, bereits in der Höhe der im SW benachbarten obersten hohen Ufermoränen. Wuchs dieser Gletscher zum Daun-Gletscher aus, so mußte er mindestens um einige 100 m weiter herabreichen können (man vgl. hierzu den Daun-Gletscher des Großkares NO Gurgl, mit von den rezent-frührezenten Moränen bis zum Ende etwa 1,5 km Länge); jedoch nur 100—200 m weiter „sperrt“ hier ein mächtiger Absatz von Moränenschutt das Seitental. Und dieser Absatz deutet nicht etwa mit Durchbiegung eine Eiszunge eines größeren Taufkarferners an, er verläuft eben am Hang dahin, recht genau in der Fortsetzung des mittleren (oder allenfalls unteren?) Moränenabsatzes von Stablein.

Auch zwischen Talleit-Spitz (P. 3408) und Obere Schale liegen rezente und jüngere frührezente Moränen, die das Einzugsgebiet eines größeren Stadialgletschers umreißen. Der SO-O-Teil dieser Hochfläche ist reichlich mit Moränenschutt erfüllt, birgt aber nur eine einzige schwache Wallform: Egesen? Daun? — Die geringe Mächtigkeit spräche für das Erstere. Aber die Obere Schale ist

Beim Spiegel-Tal wurde seinerzeit (4) eine „Sperrung“ für einen Daun-Gletscher angenommen. Man darf dieses Tal zweifellos mit dem Großkar NO Gurgl vergleichen (Auslage, Höhe, 1850-er Vergletscherung dort, heutige minimale Vergletscherung hier). Wenn nun im Großkar der Daungletscher etwa um 1,5 bis 2 km über die rezent-frührezenten Moränen hinaus vorstieß, so mußte der Daun-Gletscher des Spiegel-Tales ebenfalls mindestens soweit, ja angesichts der Höhe hier eher noch etwas weiter und tiefer vordringen können. Man findet aber weder zugehörige Endmoränen auf den Rundhöckern bei Vent¹⁾, noch schob dieser mächtige Daun-Gletscher des Spiegel-Tales die markanten Moränensperren beiseite. Nur schwache Wällchen und Absätze deuten am N-Ufer ein Egesen-Stadium an und vielleicht jüngste Daun-Schwankungen. Im wesentlichen war, wie in 4) vermutet, der Daun-Gletscher des Spiegel-Tales mit dem großen Daun- oder Jungstadial-Gletscher des Venter Haupttales verbunden, und wahrscheinlich sind erst nach dem Abflauen der Daun-Klimaschwankungen und nach weitgehender Eisminderung im Spiegel-Tal die hohen Ufermoränen aufgeschüttet worden.

N des Spiegelferners und seiner rezenten Moränen liegt das Rotkarle. Hier sind rezente und z. T. auch jüngere frührezente Moränen bis 2850 m herab aufgeschüttet. SW davor zieht eine wallfreie Rundhöckerzone bis zu den genannten nördlichen Egesen-Ufermoränen des Spiegelferners = die Spur eines schuttarmen Egesen-Gletschers. WSW der rezenten Moränen hing ein schuttreicher Eislapfen herab bis in das Bett des ehemaligen Egesen-Spiegelgletschers. Ob Bergstürze hier einen kleinen Vorstoß erzwangen oder ob der nasse Moränenschutt etwas weiterglitt, ist schwer entscheidbar; wahrscheinlich traf beides zu, wie auch SO des Wilden Mannle (P. 3019) ein Bergsturz-Gletschervorstoß die hohen Ufermoränen ober Auf Stablein überwältigt haben dürfte.

Man möchte annehmen, daß die bis hierher erwähnten Moränen einfach das Egesen-Stadium des Spiegel-Tales und Rotkarle darstellen. Aber die letztgenannte Moräne WSW des Rotkarle ist verhältnismäßig wallreich, jedenfalls wallreicher als Egesen-Moränen im allgemeinen. Vielleicht ist ein einfacher Egesen-Stand oder -Vorstoß hier durch lokale Bergstürze vervielfacht, vielleicht ist hier außer dem Egesen noch inneres Daun-Stadium — das ja auch andernorts mehrere Wälle oder wallreiche Gruppen aufweist — mit vertreten; vielleicht hat in der etwas hoch und frei nach NW gelegenen Mulde des Rotkarle Windausblasung das gesamte Daun auf eine kümmerliche, der Fläche nach Egesen-mäßige Formation eingengt. Die Frage ist hier derzeit noch nicht sicher entscheidbar.

Es kann also sein, daß die hohen Ufermoränen von Vent die gesamte jungstadiale Wall- und Stadiengruppe repräsentieren oder zumindest den jüngeren Teil dieser Stadien. Man kann den zugehörigen Gletscher als Gschnitz bezeichnen, wenn man lediglich und schematisch Schneegrenzmessungen allein wertet. Berücksichtigt man die Lage der hohen Ufermoränen als klare innerste und innere Stände vor den rezent-jungfrührezenten Moränen, so handelt es sich hier um (Egesen-) Daun-Moränen. Wie bei den oberwähnten „Sperrungs“-Gebieten ist auch hier damit zu rechnen, daß die Rotkarle-Moränen bei Annahme starker Windausblasung bestenfalls nur das ganze Daun sein können, nicht aber auch Daun + Gschnitz (D/d + D/g). Wenn ein abgrenzbarer Gschnitz-Vorstoß hier noch

¹⁾ Die Moränen SW Vent, am Talleit-NO-Sporn unter Obere Schale bzw. an der Mündung des Nieder Tales sind nur kleine, z. T. konvergierende Mittelmoränen zwischen Rofental- und Niedertal-Gletscher; sie entstammen einer Phase fast völliger Abschmelzung, nicht einem Vorstoß oder dem deutlichen Halt einer Gletscherstirn.

angenommen wird, so mußte er die modellmäßig klaren Ufermoränen zwischen Rotkarle und Ramol-Alm zerstören oder er mußte älter sein als diese, und die eigentlichen Gschnitz-Uferränder des Haupttalgletschers lagen dann wohl noch mehr oder weniger höher als die hohen Uferränder der Langeben!?

Ein Verfolgen der hohen Ufermoränen in die inneren Talbereiche des Nieder- und Rofentales war dem Verfasser noch nicht möglich. H. HANKE wie auch die „Alpen im Eiszeitalter“ erwähnen Moränenwälle — oder Absätze in 2700 m Höhe am Rofenberg. Vielleicht liegen diese Vorkommen doch in der direkten Fortsetzung der oberwähnten hohen Ufermoränen N Hohe Raine, Auf Stablein usw., wie die ehemals PENCK-BRÜCKNER angedeutet hatten. Vielleicht handelt es sich hier um einen örtlichen Absatz ohne besondere Klima-Schwankung, um ein Produkt örtlicher Gunst, ohne eine überzeugende Verbindung zu Endmoränen. Eben solche Absätze wurden NO der Gurgler Alm, W Schönwieshütte beobachtet. Eine sehr geringfügige Schwankung innerhalb des Egesen-Rückzuges kann bestenfalls hier vorliegen, nicht aber das typische Egesen-Stadium selbst, noch weniger ein Daun-Stadium wie das wallreiche Daun im unteren Langental im Stubai. Gegenüber nur örtlichen Moränenanschlüpfungen haben die ausgedehnten Verebnungstreppen und Rundhöcker von Vent als Wall- und Stadien-freie Zone zweifellos mehr Bedeutung.

Auch ein genaues Verfolgen der hohen Ufermoränen von Hohe Raine usw. gegen Zwieselstein bzw. gegen den Hohen Nachtberg war noch nicht möglich; diese Untersuchung ist im Sommer 1952 beabsichtigt.

II. Gurgler Tal:

In eindrucksvoller Klarheit liegen flache Rundhöcker vom Rand der 1850-er Vorstöße des Gurgler- und Langtal-Ferners ohne wesentliche Unterbrechungen bis gegen Gurgl hinab. Bei Poschach erwähnt und kartiert H. HANKE (1) eine Daun-Moräne. Verf. hält dieses Vorkommen für einen kleinen Bergsturz vom steilen NW-lichen Gehänge her, wo Abrißnischen auch da und dort vorhanden sind. Die Blöcke NO Poschach sind durchwegs kantig. Der Moränenschutt aber ringsum, auch der auf Flächen und Rundhöckern innerhalb Poschach und Gurgl, ist manchmal völlig, meist zu großem Hundertsatz gut gerollt (Grundmoräne). Gesteinskundliche Belege hat H. HANKE nicht beigebracht, sie waren auch dem Verfasser nicht möglich. Kann sein, daß man beim Anstieg genau über dem fraglichen Blockschutt klar den zugehörigen anstehenden Fels findet. Doch streicht das Tal hier weithin parallel den Schichten (5) und so könnte auch dann die Herkunft etwas unsicher sein. H. HANKE verzeichnet eine deutliche Zungenmoräne bis zum Talhang NW und SO des Weilers Poschach. Es liegen aber NW Poschach klare Rundbuckel, nur mit Moränenstreu- und Flecken, keinesfalls mit Wallmoränen. Von hier bis zu den Blöcken und Trümmern NO Poschach (die fragliche „Moräne“ bei ca. 1840 m Höhe) liegen kleine Hang- und Bachschuttkegel, am Gurgler Bach Stauterrassen. SO des Gurgler Baches tauchen unter dem auch von H. HANKE erwähnten Bachschuttkegel niedrige mit Moränen bedeckte Absätze hervor. Die Moräne ist hier wie erwähnt meist gut gerollt, die Absatzformen sind teils ansteigend, teils eben, teils auch bergwärts absteigend. Ein klarer, markanter bis zum Ferwall-Bach ansteigender Uferwall, wie ihn HANKE kartiert, besteht zweifellos nicht. Ferner hat HANKE zwischen Gurgl und dem unteren Geißberg-Bach ein Stück rechtsufrige Moräne kartiert. Hier besteht zweifellos ein mächtiger Moränendamm. Er legt sich aber nicht knapp an den Berghang an, wie dies bei Ufermoränen meist üblich ist, sondern sein Südende steht etwa 50 m vom Berghang ab. Mehr noch fällt auf, daß in der geraden Fortsetzung dieser dammartigen Aufschüttung (Rumsoppen), SW-lich jenseits

des Geißberg-Baches zwar flache Rundhöcker sich ausbreiten, daß jedoch auf diesem der Aufschüttung wie Erhaltung günstigen Gelände die Moränenzone von Rumsoppen nicht fortsetzt. Ein deutliches, wesentliches Stadium müßte hier in günstigem Gelände weiter nach SW hin zu verfolgen sein. Es liegen aber hier in Auf der Kaser und bei der Schönwieshütte nur Teile der schon oben erwähnten ausgedehnten Rundhöckerlandschaft, teils blank, teils mit Moränendecke. So kann also der Moränendamm von Rumsoppen kein wesentliches Stadium darstellen; er ist vielleicht nur ein Teilausschnitt des weiten lückigen Moränenteppichs, vielleicht eine zufällig mächtigere ufernahe Mittelmoräne, bestenfalls Spur eines minimalen Haltes ohne einheitliche Wallbildung wie auch die mächtigen, aber ebenfalls nur kurzen Stauabsätze im Steilhang W der Schönwieshütte.

Sucht man weiter nach jüngsten, innersten Stadien, so findet man sie hoch in den Mündungen des Geißberg-, Ferwall- und Königstales, in ca. 2200—2350 m Höhe. Sie umreißen sämtlich nur mehr kleine Gletscher in diesen Seitentälern und sie sind alle niedrig und erscheinen mehr in ihrer regelmäßigen Gesamtheit denn als Einzelvorkommen von Belang. Es sind etwa die gleichen Egesen-Stände wie die Ufermoränenspuren im Spiegel-Tal. H. HANKE verzeichnet weder die einen noch die anderen dieser Spuren. Es ist sehr bezeichnend, daß diese Egesen-Moränen (vielleicht sind es noch jüngere minimale Schwankungen innerhalb Egesen?) gerade in der breiten, moränengünstigen Talmündung des unteren Rotmoos-Tales fehlen: Gurgler-, Landtaler- und Rotmoosferner waren im Egesen-Stadium noch vereint und noch bis zu den moränenungünstigen Talsteilhängen empor eiserfüllt.

Sucht man im Gurgler Haupttal weiter nach jüngsten Stadien, so findet man zwar im Talgrund wie im Venter Tal weit hinaus keine sicheren Endmoränen. Wohl aber hat H. HANKE solche richtig in der Karte der Ötztaler Hauptgletscher zur Gschnitz (I) Zeit unter dem Großkar angedeutet. Die Anzahl der Uferwälle hier mag recht bedeutend sein; auch der Verf. konnte zunächst nur einen Teil aufnehmen. Deutliche tiefe (oder vielleicht tiefste) Wälle ziehen vom Schmecktal gegen den zum Piller See hinabstürzenden Weiß-Bach in 2000—2040 m Höhe. Die Wallformen des (auch hier meist gerollten) Moränenschuttes sind recht deutlich; das deutliche Einbuchten in die Furche des Weiß-Baches schließt wohl ein Verwechseln mit moränenbedeckten Rundhöckern oder Kluftgassenrippen aus. S des Weiß-Baches setzen zwar zahlreiche Moränenabsätze in gleicher und zunehmender Höhe fort, aber die Formen sind hier z. T. etwas unsicherer. Die Wälle N des Weiß-Baches sind deutlicher als die an den Mündungen des Geißberg-, Ferwall- und Königs-Tales, sie umreißen einen jüngst- oder mindestens nahezu jüngststadialen Gletscher mit hier ca. 340 m Eisdicke. Er allein vermöchte noch fast das Söldener Becken zu erreichen. Die Ufer dieses Haupttal-Gletschers verliefen bei Posch-Gurgl etwas unter den Mündungen des Geißberg-, Ferwall- und Königs-Tales, somit meist in Steilhängen; doch wurde der Haupttal-Gletscher von den Seitengletschern der 3 genannten Täler wohl noch erreicht; weiter nach S zu wurde eben dieser Eisstrom wie erwähnt noch vom Rotmoos-Tal wie vom Langtaler und Gurgler Ferner gemeinsam gespeist.

Wohl schließen im Gurgler Tal nicht wie bei Vent Rundhöckertreppen klar bis an diese innersten stadialen Ufermoränen an, doch ist die Lücke immerhin nur gering und also wohl nicht wesentlich. Bemerkenswerterweise war der jüngststadiale Eisstrom aber weit kleiner, als der jüngststadiale Gletscher des Venter Tales. Doch war er immerhin noch so bedeutend, daß man ihn wohl nicht mit voller Sicherheit als Egesen-Stadium bezeichnen möchte — es könnte auch einer der inneren Wälle des Daun (wie im Langen Tal S Ranalt, Stubai) vorliegen.

Sucht man weiter an den Talflanken nach den Gegenstücken der hohen Ufermoränen des Venter Tales, so findet man etwa gemäß der HANKE'schen Studie deutliche Wälle an der Mündung des Ferwall-Tales. Es sind aber nicht Einbuchtungswälle aus dem Haupttal in das Seitental, wie die Karte der Gschnitz-(I)-Gletscher andeutet. Solche Wälle würden sich vom Haupttal gegen das Seitental senken. Die Wälle hier steigen an den Seitenhängen des Ferwall aus 2500—2400 m Höhe auf Hochsimse des Haupttales in 2250—2310 m Höhe herab. Auch an der Mündung des Königs-Tales steigen derartige Wälle von 2320 m bis zu Hochflächen in 2210 m überm Haupttal ab. Diese Wälle fehlen in den HANKE'schen Karten. An beiden Seitentalmündungen staute sich also das Eis der Seitentäler, hammerförmig sich ausbreitend, am gleichalten Haupttalgletscher. Diese mächtigen und deutlichen Mündungsmoränen liegen nahe über den schon genannten dürftigen Egesen-Moränen eben dieser Seitentäler. Man darf so die hammerförmigen Mündungsmoränen zwanglos als etwas älter denn Egesen, somit als ziemlich typisches Daun oder mindest als einen wesentlichen Teil dieser Stadiengruppe ansehen.

Der rechte Uferwall der Königstal-Mündung geht in 2, stellenweise 3 mächtige Uferabsätze über, die das Haupttal etwa 500 m weit nach N begleiten und z. T. deutlich als Wälle geformt sind. Den S-Teil dieser Ufermoränen hat auch H. HANKE vereinfacht, doch richtig aufgenommen. Nicht die zugehörige Eisdecke des Haupttalgletschers (hier nur 400 m), wohl aber Mächtigkeit, Form und Erhaltung erinnern hier sehr an die hohen Venter Ufermoränen. Wie im unteren Königstal sind auch hier, unterm Großkar, etwa 300 m S des Inneren Schwärtlas-Baches die Ufermoränen des Gurgler Haupttalgletschers hammerförmig mit den Ufer- und Endmoränen bedeutender Gletscher verbunden, die dem Großkar entsprangen. 1 bis 1,5 km erstrecken sich vor den rezent-frührezenten Moränen des Großkares die weiten Treppen flacher Rundbuckel, teils mit, teils ohne Moränendecke. Dann folgt in 2200 m Höhe ein niedriger, doch deutlicher Wall: Typisches Egesen-Stadium; Gesamtlänge des Gletschers bis zu den obersten, hintersten Graten 3 km. Wenig weiter talaus folgt die Daun-Wallgruppe, besonders am N-Ufer mit mehreren Wällen, deren tiefste sich in ca. 2050—2150 m Höhe zungenförmig zusammenkrümmen. Mit den südlichsten, äußersten Uferwällen des Großkar-Gletschers sind die obengenannten hohen Ufermoränen des Gurgler Haupttalgletschers in 2170 m Höhe verbunden. Die Ufermoränen des Seiten- wie des Haupttalgletschers sind durch diese Verbindung als typische Daun-Moränengruppen charakterisiert; wieder erinnert die Gesamtentfaltung an das unter Langental im Stubai.

Berücksichtigt man nur die Verhältnisse der Venter Ufermoränen unterm Taufkarferner, so scheinen die hohen Ufermoränen des Venter Tales eher jünger zu sein als die Daun-Gruppe hier. Berücksichtigt man bei diesem Vergleich mehr das Spiegel-Tal, so sind die erwähnten Moränen, besonders unter dem Rotkarle nicht nur Egesen, sondern auch inneres Daun (oder infolge Ausblasung vollständiges Daun), so ist der Daun-Gletscher des Spiegel-Tales ähnlich wie hier mit den hohen Ufermoränen der Langeben zu verbinden.

O. AMPFERER hat (6) das Niederschmelzen eiszeitlicher Großgletscher und ihrer Seitentäler mit der Pasterze der letzten Jahrzehnte und ihren Seitenkaren verglichen. Die unteren Daun-Moränen des Großkares zeigen, daß derartige Vorgänge auch komplizierter verlaufen können. Gewiß mag zugleich mit der Senkung der Eisoberfläche unter P. 2170 das Großkar vorübergehend bis an die Gipfel hinauf eisfrei geworden sein. Aber die letzten kräftigen Klimaschwankungen des Daun-Egesen, die den Haupttalgletscher nicht mehr auf die alte

Höhe zu füllen vermochten, riefen immer noch kurze Vollvergletscherungen der Seitenkare- und Täler hervor, die den weichenden Haupttalgletscher eine Zeit lang noch oder fast zu erreichen vermochten.

Die Endmoränen unterm Großkar sind in ihrer typischen, tief herabziehenden Ausbildung in HANKE's Karten nicht enthalten. Bestenfalls ist die Egesen-Moräne in 2220 m Höhe allein markiert. Die hohen östlichen Ufermoränen des Haupttalgletschers hat H. HANKE unrichtig bis in oder unter die gesamte Angerer Alpe verlängert, weshalb der Verfasser (4) auch hier eine „Sperrung“ annahm, deren Grundlagen natürlich fehlen.

Wohl ist das Gelände von den nördlichen Uferwällen des Großkares bis in die nördliche Angerer Alpe²⁾ weithin mit oft mehrere m dicker Geröllmoräne bedeckt. Wenn aber H. HANKE den ostseitigen Uferwall hier mit ca. 2,5 km Gesamtlänge kartiert, so ist dies ein Irrtum, der vielleicht nur durch eine Fernbeobachtung ebener Hochflächen und Gesimse, ohne Überprüfung an Ort, erklärt werden kann. Und doch ist es etwas verwunderlich, daß die hohen Ufermoränen nicht tatsächlich etwa in der Gesamtlänge vorhanden sind, wie sie H. HANKE verzeichnet; das Gelände scheint auf den ersten Blick hin dem Entstehen wie der Erhaltung solcher Ufermoränen günstig.

So mächtig die daunstadialen Moränen im Großkar sind, so spärlich sind Wallformen in den weiten Hochflächen rings um die Schäferhütte am Weißbach. Ein undeutlicher, unvollständiger linker Endbogen liegt SSW der Schäferhütte bei 2070, ein weiterer ebenfalls unscharfer Wall ist in 2170 m Höhe nahe O über der Schäferhütte. Weitere Wälle finden sich auf der Hochfläche N und S Krumpwasser und im unteren Kirchenkar. Auch sie sind wenig mächtig, etwa Egesen-Stadien. Deutliche Daun-Moränen, wie man sie unterm Großkar so mächtig sieht, sucht man hier unterm Kirchenkar vergeblich.

Möglicherweise bestanden einmal hohe Uferwälle auch N der Großkar-Moränen in 2170—2100 m Höhe. Die Daun-Vorstöße, die nach der Senkung des Haupttalgletschers unter die Cote 2170 unterm Großkar nun auch tiefere Endmoränen vorzutragen vermochten, haben vermutlich im Umkreis der Schäferhütte diesen Wall zerstört. Es hingen aber hier nicht mächtige Zungen herab, wie im Großkar, sondern nur breite dünne Eissäume, und ihre tiefsten Halte oder Vorstöße waren offenbar nur von geringer Dauer. Die theoretisch erwarteten hohen Ufermoränen an oder über der Schäferhütte wurden durch diese Eislappen oder vielleicht mehr noch durch ihre Schmelzwässer zerstört. Auch die nördlichsten Uferwälle des Großkares scheinen hierdurch in ihren tieferen Abschnitten verwischt worden zu sein. Ein weiterer Grund des Mangels deutlicher Wälle zwischen Angerer Alpe und Kirchenkar ist eine ungünstige Steilstufe zwischen diesen beiden Hochflächen; ferner ist das Fehlen des von H. HANKE kartierten Uferwalles durch Absitzungen begründet.

Beim Aufstieg von der Angerer Alpe durch das NW-liche Kirchenkar gegen den NW-Sporn des Kleinen Kirchenkogels gehen die Moränenflächen allmählich, völlig ohne begrenzenden Uferwall, trotz schuttreicher Felswände darüber, in blanke Rundhöcker über. Auf der SO-lichen Windhaide liegt auf den hocheiszeitlich abgeschliffenen Flächen, unter der schattigen Steilnische NW des Kleinen Kirchenkogels weder eine Moränendecke noch die Spur eines Moränenwalles. Dies fällt um so mehr auf, als die genannte hohe schattige Nische noch im September Firnreste birgt, und auch unter der Windhaide, in den gegen das Timmels-Tal abfallenden Schründen, liegen noch gelegentlich Firnflecken.

²⁾ Bei H. HANKE: Gurgler Weide.

Für das allmähliche Abklingen der stadialen Vergletscherung und ihrer Moränenspuren NO Angerer Alpe, NW Kirchenkar, für das klare völlige Fehlen Daun- oder Egesen-stadialer Gletscher und ihrer Aufschüttung auf der 2540 bis 2600 m hohen Windhaide kann man nur stärkste Ausblasung dieser freien Hochfläche durch N- oder NW-Wind verantwortlich machen. Und offenbar besteht dieses Phänomen noch heute, und es ist daher an dem einem Bergvorsprung mit den Örtlichkeiten Windhaide, Windoppen, Windegg eindrucksvoll durch Volksmund festgehalten. Das hier so auffallend starke Ausmaß der Ausblasung erklärt sich zwanglos durch die benachbarte Furche des Timmels-Tales und -Joches; es beweist eindrucksvoll, daß hier mit der gleichen Erscheinung zu rechnen ist wie in ausgeblasenen Karen S der Tauern (7), und daß man auch hier in den Ötztaler Alpen in ungeschützten Hochflächen bald mehr, bald weniger mit dieser Erscheinung rechnen muß.

Zu vermerken sind hier noch mitten im Großkar „Verstellungen“ der flachen Schliff-Flächen und Moränendecken. Auch sie werden in der neuen Alpenvereinskarte angedeutet; sie queren etwa in NNO-SSW-Richtung in mehrfachem System den Kargrund und ziehen nach N in feste Wände und Grate des Kirchenkogel-Westgrates, im S in eine Scharte W des Vorderen Wurmkogel empor. Die Verstellungsbeträge sind 2—5 m, maximal etwa 10 m; es scheinen Teile der Karbodenflächen hierbei so gekippt, daß talseitige Zonen angehoben, bergseitige abgesenkt wurden. Die geologische Karte (5) verzeichnet hier keine Störungen. Es war dem Verf. nicht möglich, zu untersuchen, ob hier eher junge tektonische Verstellungen der Daun- und Egesenmoränen vorliegen oder gewaltige Absitzungen, etwa wie die Bergzerreibungen O. AMPFERER's (8); vielleicht sind ältere kleine tektonische Flächen durch jüngere nicht-tektonische Gleitungen wieder bewegt worden. Ein Teil der Sprünge ist geschlossen bzw. verschüttet, einige klaffen offen.

Im W des Gurgler Tales verzeichnet H. HANKE in Bericht wie Karte nur wenige rezente, jüngere und ältere frührezente Moränen und ein einziges Daun-Stadium. Diese Darstellung ist nicht ganz richtig. Wohl haben im Kamm Ramolkogel (P. 3550) — Nörderkogel (P. 3163) unter den fast allenthalben reichlich vorhandenen rezenten und jungfrührezenten Kargletschern und ihren Moränen die meisten jüngsten, also Egesen-Gletscher der Kar-Hauptfurchen, den Steilabfall zum Gurgler Talgrund erreicht, und der Schutt ihrer Zungen glitt ab oder wurde verspült (Ausnahmen O und NO des Nörderkogels). Fast überall aber verblieben die schuttreichen Seitenlappen der Egesen-Kargletscher und z. T. auch der Daun-Gletscher auf der prachtvollen Hochfläche und sie schütteten hier zahlreiche, oft kuchenförmige Moränen von etwa 5—20—30 m Mächtigkeit auf. Tiefere Egesen- und Daun-Zungenmoränen fehlen teils der Steilhänge wegen, teils weil unter den Karen S des Nörderkogels und O des Kammes zu den Ramolkögeln hier allmählich die Ufer des großen Egesen- bzw. Daun-Gletschers des Haupttales gelegen haben mußten.

Ufermoränen eines großen Gschnitz-(I)-Gletschers verzeichnet mehrfach die oft genannte HANKE'sche Karte. Verf. konnte sie im einzelnen nicht überprüfen. Es ist aber wahrscheinlich, und z. T. fast sicher, daß in dieser prachtvollen, ganz allmählich von 2600 auf 2400 m sich herabsenkenden voreiszeitlichen Hochtafläche zahlreiche Rundhöcker parallel zum Gurgler Tal und zu seinen ehemaligen Stadialgletschern verlaufen — auch die geologische Karte zeigt diesen Schichtenbau — und längliche Rundhöcker mit Moränendecke können hier hohe Ufermoränen sehr leicht vortäuschen. Vielleicht können HANKE's hohe Moränen der Kuppelen-Alm (2560 m) und Sonnenbergalm (in 2490 m Höhe) nach Überprü-

fung bestätigt werden. Die Ufermoränen in 2450 m Höhe O unterm Nörderkogel sind unwahrscheinlich, da das Gelände hier von den Egesen- und Daun-Moränen der kleinen seitlichen Talräume erfüllt ist.

Zu bestätigen sind HANKE's hohe Moränen NW des Festkogels (P. 3035) SO von Gurgl. HANKE hat sie zwar in der Karte des Gschnitz-(I)-Gletschers unrichtig mit den hohen Ufermoränen der Gurgler Weide (= von der Königstal-Mündung gegen Großkar und Angerer Alpe) verbunden, vermerkt aber ganz richtig in S. 219 (1) die „verschiedenen Höhenlagen“. Hier ziehen vor allem mächtige, scharf, fast frisch geformte Wälle am S-Rand der Block- und Wall-erfüllten Grahnsleite von 2630 m gegen 2560 m in NNW-Richtung herab, sie biegen hier gegen NO hin um. Die Hauptmasse des Schuttes und der Wälle entstammt dem Festkogel-Westgrat und seinen unmittelbaren Karnischen. Derartige Moränen können manchmal fast selbständig seitlichen Karbastionen aufsitzen; diese hier müssen den weit vorgebauten Formen nach im S von einem gleichzeitigen Geißbergtal-Gletscher, im N von einem gleichzeitigen Roßkar-Gletscher gestützt oder bis an den Rand hinauf begleitet gewesen sein. Es liegen hier also eher Mittels als reine Ufermoränen vor. Der zugehörige Haupttalgletscher reichte etwa um 200—250 m höher empor als das Stadium, das durch die Mündungsmoränen des Ferwall- und Königs-Tals und durch die anschließenden hohen Ufermoränen belegt ist. Hieraus ergibt sich im Haupttal bei und S Gurgl eine Eisdicke von ca. 660 m; damit ist hier eine ähnliche Eismächtigkeit wie bei Vent gesichert. Auch hier stießen nach der Niederschmelzung der hohen Eismassen Gletscherchen NW und SW der Grahnsleite etwas vor; letztlich wurden im Roßkar in 2530—2370 m Höhe typische niedrige Egesen-Wälle aufgeschüttet. Flachform des Roßkars, damit geringere Schutzzufuhr wie auch Windausblasung haben anscheinend auch hier die Bildung kräftiger Daun-Gletscherzungen und nördlicher begrenzender Ufermoränen verhindert.

III. Venter- und Gurgler Tal:

a) Älteste jungstadiale Phase, Schneegrenze 600 m unter heute, vielleicht noch mehr, Gschnitz- oder D/g-Stadium. Von ihm sind in diesen Tälern kaum Spuren vorhanden. Da i. a. in dieser Phase die Windausblasung gering war, waren alle seitlichen Karräume und selbst der ungünstigen Nischen, Hochflächen und Vorsprünge vollvergletschert, für hohe Ufermoränen war in dieser Phase im inneren Venter- und Gurgler Tal kein Platz. Einzig die hohen Moränen der Grahnsleiten mögen dieser Phase entstammen.

b) Bei den folgenden Klimaschwankungen reagiert stets zuerst der Gurgler Haupttalgletscher deutlich, der Venter Haupttalgletscher folgt in weiten zeitlichen Abständen. Seitliche Simse, Hochtalzone, Gründe seitlicher Kare und Seitentäler werden vorübergehend eisfrei, die Stadialgletscher stoßen bei kurzen negativen Klimaschwankungen und Bergstürzen abermals vor, sie hinterlassen hierbei in den Gurgler Seitentälern, Karen und Hochflächen recht zahlreiche Endwälle — im Venter Tal fast nichts, da hier die hohen Flanken des Haupttals länger vergletschert bleiben, da keine Ablösung von den seitlichen Gletscher erfolgte bzw. da neuere seitliche Vorstöße noch auf den Haupttalgletscher aufliefen. Im Übergang zum typischen Daun und während dieses Stadiums setzt starke Windausblasung ein. Die höchsten Ufermoränen des Venter Tales mögen ein wenig jünger sein, als der hohe im Gurgler Tal durch die Grahnsleiten-Moränen bezeichnete Stand oder Vorstoß. Die 15—30 m tieferen Ufermoränen der Venter Umgebung dürften den Mündungsmoränen der östlichen Gurgler Seitentäler sowie verbindenden Stadien darüber und darunter ent-

sprechen. Waren im höchsten D/g-Stadium Venter und Gurgler Haupttalgletscher etwa gleich mächtig, so war der D/d-Haupttalgletscher des Venter Tales mächtiger als der des Gurgler Haupttales.

Die tiefsten Zonen der hohen Venter Ufermoränen entsprechen vielleicht auch noch den Mündungsmoränen O Gurgl und den hohen Wällen des Gurgler Hauptgletschers N des Königs-Tales. Für die tiefen Gurgler Ufermoränen N des Weiß-Baches in 2040 m Höhe dürften im Venter Tal keine Äquivalente vorhanden sein: Der Venter Haupttalgletscher der Daun-Egesen-Zeit wahrte länger als der Gurgler Haupttalgletscher seine Mächtigkeit, schmolz aber dann pausenlos (oder fast pausenlos — Moränenabsatz am Rofenberg?) nieder. Bis dahin lag im Venter Tal die errechenbare Schneegrenze immer noch nahe bei 600 m unter heute.

c) Von den seitlichen Tal- und Kargletschern entsprechen einander: Die innersten Daun-Moränen und die Egesen-Moräne des unteren Großkares = Uferabsätze des Spiegelferners, Wallgruppe unterm Rotkarle. Am klarsten können alle innersten oder Egesen-Moränen der Kare und Seitentäler parallelisiert werden. Dem gegenüber ist der Unterschied der Wallarmut des Venter Tales gegenüber dem Wallreichtum des Gurgler Tales zu erklären. Dieser Unterschied ist nicht nur in steileren Hängen des ersteren Tales begründet, sondern vor allem in einem langsameren Reagieren der mächtigeren, höherufrigen Eismassen des Venter Haupttales und seiner großen Seitentäler. Die heutigen Gletscherflächen des Venter Tales, die Areale über 2500, 2600 m oder über 3000 m Höhe sind $2 \times$ bis $3 \times$ und noch mehrfach größer als die vergleichbaren Areale des Gurgler Tales. Zudem dürfte der meiste Niederschlag von NW—W her gekommen sein — wieder war das Gurgler Tal als Lee-Gebiet benachteiligt. Der Unterschied des Moränen- oder Wallreichtums dieser Täler unterliegt dem gleichen Grundgesetz wie die Moränenentfaltung jungstadialer Talgletscher und kleiner ungünstiger Kargletscher:

Talgletscher: Wallarm, geringe Schwankungen, letzten Endes pausenloser Eisrückgang über großer Flächen;

Kleine Kargletscher: Wallreich, starke Schwankungen, zahlreiche Wälle bis nahe oder unmittelbar vor die frührezent-rezenten Moränen³⁾.

IV. Zwieselstein — Hoher Nachtberg:

Die Ungleichheit der Moränen-Entfaltung der beiden großen Täler wäre nicht so sehr interessant, wenn ihre Eisenden von einander stets oder zumeist getrennt gewesen wären. Es mußten aber bei Zwieselstein die beiden großen Eisströme im jungstadialen (D/g)-Hochstand und weiter bis etwa gegen Ende des Daun miteinander vereinigt gewesen sein, und sie mußten einander beeinflussen haben. Wahrscheinlich glichen sich der Eisüberschuß des Venter Tales und der Unterschuß des Gurgler Tales bei Zwieselstein stets aus, ohne daß die Rück-

³⁾ Mit den Beobachtungen des Verfassers stimmen weitgehend H. HANKE's Feststellungen in Lit. 1) S. 194 überein: ... „Doch muß darauf hingewiesen werden, daß diese Neueinteilung — gemeint ist die Aufgliederung des früheren Gschnitz-Stadiums in Gschnitz I und II (Anmerkung des Verf.) — nur für die alten Gletscherstände der Kare und kleineren Seitentäler anwendbar sein dürfte. Bei den großen Hauptgletschern werden sich Schneegrenzenschwankungen um 100—200 m kaum in entscheidender Weise auswirken.“

Hier wurde versucht, die Ursachen der so ungleichen Reaktionen der Klein- und Großgletscher etwas schärfer zu umreißen. Ferner dürften die Schneegrenze-Schwankungen, die von den Großgletschern nicht oder doch nur dürftig registriert werden, nicht nur 100—200 m, sondern — wenn auch nur in seltenen Fällen — bis zu 300 bis 400 m betragen.

wirkung beide Haupttalgletscher gleichmäßig und weit talauf erfaßte. Möglicherweise verliefen infolge der Stauung durch den fast stets mächtigeren reaktionsträgen Venter Haupttalgletscher die Uferländer von den nördlichen hier erwähnten Ufermoränen des Gurgler Tales bis über Zwieselstein längere Zeit waagrecht oder äußerst flach absteigend. Zu Ende der Vergletscherung der Haupttäler mag der Venter Gletscher bei und SO Zwieselstein noch eine Ausbuchtung in das vom Gurgler Haupttalgletscher verlassene unterste Gurgler Tal besessen haben.

H. HANKE erwähnt eine Ufermoräne W Zwieselstein in 1919 m Höhe bei der Gaislacher Alm. Auch die „Alpen im Eiszeitalter“ nehmen ein derartig starkes Niedersteigen der Oberfläche dieser Haupttalgletscher an. Das Gletscherprofil von Vent ergibt bei einer Gletscherbreite von ca. 3 km und einer Eisdecke von ca. 1 050 000 m². Das Profil von Zwieselstein besitzt eine Eismächtigkeit von ca. 500 m, eine Gletscherbreite von ca. 2200 m, aber nur einen Querschnitt von ca. 460 000 m²; die starke Profilverringering ist durch den mächtigen Rundbuckel-Riegel des Hohen Nachtberges (P. 1862) verursacht. Auch wenn man dem Gletscher ähnlich wie Flüssigkeiten in engen und weiten Röhren ein rascheres Durchgleiten dieser Enge zubilligt, so müssen doch an diesem Riegel mächtige Stauungen aufgetreten sein. Die Minderung des Gletscherquerschnittes von Vent bis Zwieselstein auf mehr als die Hälfte herab erscheint im Vergleich mit anderen derartigen großen Gletschern, vor allem im Vergleich mit dem Längsprofil solcher Eisströme, etwas zu schnell auf verhältnismäßig kurzer Strecke, und sie ist vor allem für die mit dem Gurgler Haupttalgletscher gemeinsamen Hochstände nicht wahrscheinlich.

Verf. konnte diesen mächtigen Rundhöcker-Riegel nur von fern besichtigen. Es scheint, daß in Übereinstimmung mit H. HANKE wie mit der geologischen Karte (5) hier gewaltige blanke Eisschliffe vorliegen, daß wesentliche Moränenvorkommen auf eine schmale Zone S der Gaislacher Alpe beschränkt sind. Vielleicht darf man diese Moränen mit den mittleren oder tieferen, vielleicht mit den tiefsten Ufermoränen O Gurgl verbinden. Mit den höheren und höchsten jungstadialen Ufermoränen des Gurgler oder Venter Tales kann man den engen Querschnitt der Gaislacher Alpe bzw. von Zwieselstein nicht gut vereinigen.

Somit haben die jüngstadialen Talgletscher des Venter- und Gurgler Tales gemäß den mächtigen Gletscherprofilen bei Vent und Gurgl mindest bis in die Engtäler SW bzw. SO-S Zwieselstein herabgereicht. Mißt man von den hintersten Graten der Umrahmung her die Längen dieser Talgletscher, so erhält man:

für den D/e-d-Gletscher des Venter Tales mindestens etwa 28 km;

für den D/e-d-Gletscher des Gurgler Tales mindestens etwa 15 km.

Fast wahrscheinlicher aber haben sich die jungstadialen Talgletscher bei Zwieselstein vereinigt und sind als ein Ötztaler Gletscher etwa bis Sölden geflossen. Bis Sölden hin erhält man

für den D/(e)-d-Gletscher des Venter Tales eine maximale Länge von etwa 32 km;

für den D/(e)-d-Gletscher des Gurgler Tales eine maximale Länge von etwa 20 km.

Diese Längen scheinen für jüngste Stadialgletscher enorm. Es ist reizvoll und aufschlußreich, hierzu andere Vergleichsgebiete heranzuziehen.

Unter schuttreichen Karwänden, in kleinen Karen mit geringer heutiger Vergletscherung, in Karen, die nur in den 1850er Jahren oder während der frührezenten Maximalstände der Gletscher von Eis und Firn bedeckt waren,

liegen öfter unmittelbar oder fast unmittelbar vor den rezenten und frührezenten Moränen weitere Aufschüttungen, die wohl zu den stadialen Moränen überleiten, morphologisch aber oder nur bei grober Berücksichtigung des Pflanzenwuchses nicht scharf abgrenzbar sind ⁴⁾).

Beispiele: Kar zwischen Grünstein-Sonnspitz (Mieminger Kette) u. a. o.

In Karen und Hochtälern mit mäßiger bis bedeutender heutiger Vergletscherung, mit mäßig hoch gelegenen Talsohlen und Gunstbedingungen des Zusammenstaus mehrerer Seitengletscher schieben sich zwischen die rezent-frührezenten Wallgruppen und die innersten Moränen meist morphologisch wie glazialgeologisch deutlich erkennbare wallfreie Zwischenräume. Diese Lücken betragen meist einige Zehner oder auch Hunderte m. Die Entfernung der jüngsten, innersten Stadien von den hintersten Karwänden kann hierbei einige 100 m (150—250 m bis etwa 1000—2000 m) betragen. Eine sehr große Anzahl derartiger Vorkommen könnte hier näher bezeichnet werden, und der Großteil der Moränenwälle paßt gut zur Schneegrenze-Depression des Original-Egesenstadium von H. KINZL (10) im Zentral-Stubai (Schneegrenze-Senkung = 100—120 m unter heute).

Viele Alpentäler sind talaus von den heutigen Gletschern und ihren jungen Aufschüttungen von seitlichen Schuttkegeln erfüllt, oder sie besitzen sehr steile Trogwände oder Schluchtstrecken mit starken transportfähigen Bächen im Talgrund. Das Fehlen von Moränen, besonders Wallmoränen kann hier nicht irgendwie ausgewertet werden.

Manche Gebirgsgruppen bieten ausgedehnte ebene oder nur mäßig geneigte Felsflächen, meist Rundhöckerzonen abseits der Hauptbäche. Hier einmal aufgeschüttete Moränen, besonders auch Moränenwälle müßten meist auch erhalten bleiben. Die bei der talaus vorgenommenen Prüfung der wallfreien Talgründe und Gesimse festgestellten ersten Wallmoränen konnten auch zumeist mit Sicherheit als jüngste, innerste Stadien angesprochen werden. Dabei ergaben sich folgende Abstände von den Gletschergraten oder den entlegensten Karumrahmungen bis zu diesen innersten Moränenwällen:

Mieminger Kette (N-Seite):	2 —3 km
Hörkar (Hohe Tauern S Bad Gastein):	4,5 km
Gössnitztal (zw. Glockner- und Schober-Gruppe):	5,5—6,5 km
Langen-Tal S Ranalt, Zentral-Stubai:	6 km

(hier schließt unmittelbar oder doch sehr nahe benachbart die kleine, aber wallreiche Moränenlandschaft mit dem Original-Daunwall, dem Daun-Stadium der „Alpen im Eiszeitalter“ nach N zu an).

Maurer-Tal (S-Abfall der Venediger Gruppe):	8—8,5 km
Isel-Tal (S-Abfall der Venediger Gruppe):	9—9,5 km
Frossnitz-Tal (SO-Abfall der Venediger Gruppe):	11 km
Tauern-Tal (O-Abfall der Venediger Gruppe):	mindestens 18—viell. 20 km
Elend-Malta-Tal (östliche Hohe Tauern):	„ 20—viell. 28 km.

Die detaillierten Studien zu dieser Tabelle sind in den Literaturhinweisen angeführt, nur die Untersuchung des Gössnitz-Tales ist noch nicht veröffentlicht. Die Aufstellung zeigt, daß die großen jungstadialen Talgletscher von Vent und Gurgl durchaus nicht völlig vereinzelt dastehen, mögen sie auch — zusammen mit dem Elend-Malta-Tal — in den Ostalpen oder sogar in den ganzen Alpen einen Rekord halten.

⁴⁾ R. BESCHEL's Studien (9) geben auch hier noch Hoffnungen auf schärfere Trennung.

Höhere Ufermoränen über der Gaislacher Alpe konnte der Verf. aus der Ferne nicht ermitteln. Vielleicht wurden sie als Rundbuckel mit dünner Moräne übersehen, vielleicht fehlen sie ganz oder sie wurden zerstört. Gerade der mächtige Eiszufluß des Venter Tales kann durch längere Stadialphasen die allmählich ansteigenden Abhänge zwischen dem Hohen Nachtberg und den Örtlichkeiten Kolben—Haiden—Plötzen—Gaislacherkogel—Ostgrat bedeckt haben. Nach seinem Niedersinken können Ufermoränen durch Bergsturz + Gletschervorstöße eben von diesem Ostgrat her vernichtet oder überschüttet worden sein. Es liegen hier und NO dieses Kogels tief herab zahlreiche, auch von H. HANKE erwähnte, Moränen. Diese sind außerdem interessante Hinweise dafür, daß hier, im Windschatten der nach NW zu vorgelagerten Berge, scheinbar freie ungünstige Hochflächen und Abhänge nicht oder nicht annähernd so der Ausblasung ausgesetzt waren wie die Windhaide NO von Gurgl.

Es ist möglich, daß der größte jungstadiale oder D/g-Gletscher (maximales Gschnitz) noch mit einigen 100 m Eisdecke den Hohen Nachtberg überschritt, und daß dieser Gletscher erst mehr oder weniger weit N des Söldener Beckens endete. Diesbezüglich wird im Sommer 1952 die nähere und weitere Umgebung von Zwieselstein, Hoher Nachtberg, Sölden usw. noch untersucht werden. Es wird hierbei auch geprüft werden, ob das eigenartige Verschwinden der hohen Ufermoränen NO Poschach (N Schwarzen- und Weißenbach) bzw. das auffallende Tieferrücken der nördlichsten Wälle nicht vielleicht auf eine großzügige Absetzung zurückzuführen ist. Auch das Heranreichen der jungstadialen Moränen an die altstadialen Spuren (Schlern-Vorstöße) wird noch zu überprüfen sein.

Abschließend habe ich für die großzügige leihweise Überlassung von einschlägiger Literatur sowie von topographischem und geologischem Kartenmaterial aufs herzlichste zu danken:

Dem geol. pal. Institut der Universität Graz, bzw. im besonderen Herrn Prof. Dr. K. Metz und Herrn Doz. Dr. F. Schoupe;
dem geographischen Institut der Universität Graz, bzw. im besonderen Herrn Prof. Dr. H. Spreitzer, Herrn ao. Prof. Dr. S. Morawetz, Herrn Assist. Dr. R. Stöckl;
dem Kustos der geolog. Abtlg. des Landesmuseums Joanneum, Herrn Dr. Murban;
der akadem. und der allgemeinen Grazer Sektion des Oe. Alpenvereines.

Literaturhinweise:

- 1) H. HANKE: Quartärgeologische Untersuchungen im inneren Ötztal. - Jb. Geol. Bundesanstalt Wien 1935.
- 2) W. SENARCLENS-GRANCY: Die Gliederung d. stadialen Moränen im Stubaital;
- 3) — Stadiale Moränen i. d. Mieminger Kette u. i. Wetterstein;
- 4) — Das Höchstausmaß der jungstadialen oder Daun-Vergletscherung im inneren Ötztal; 2), 3), 4) im Jahrb. d. Geol. B.A. Wien 1938;
- 5) Geol. Karte d. Geol. B.A. Wien, Bl. Sölden-St. Leonhard (1 : 75 000).
- 6) O. AMPFERER: Waren die Alpen zwischen Würmeiszeit und Schlußvereisung unvergletschert? - Sitz.Ber. Akad. Wiss. Wien, Math. nat. Kl. Abt. I, 145, 1936.
- 7) W. SENARCLENS-GRANCY: Zur Gliederung eiszeitlicher und jüngerer Gletscherspuren in den Alpen zwischen Venediger, Glockner und Pustertal. - Mitt. alpenländ. geol. Ver. (Geol. Ges.) Wien 35, 1942.
- 8) O. AMPFERER: Zum weiteren Ausbau der Lehre von den Bergzerreißungen. - Sber. Akad. u. Wiss. Wien, Math. nat. Kl. Abt. I, 149, 1940.
- 9) R. BESCHEL: Flechten als Altersmaßstab rezenter Moränen. Z. f. Gletscherkunde u. Glazialgeologie 1, 1950.
- 10) H. KINZL: Beiträge zur Geschichte der Gletscher in den Ostalpen. - Z. f. Gletscherkunde 17, 1929.

Manusk. eing. 20. 7. 52

Anschr. d. Verf.: Dr. W. Senarclens (v.) Grancy, Graz, Maifredygasse 1. Österreich.

Eiszeitlicher „Kissenboden“ im südlichen Oberrheintal

Von Elisabeth Schmid, Freiburg i. Br. Mit 4 Abb.

In einer kurzen Mitteilung hat die Verfasserin die im Herbst 1944 durch Robert LAIS und sie selbst gemachte Entdeckung eigentümlicher Frostbodenbildungen im Löß bei Riegel am Kaiserstuhl bekannt gegeben (E. SCHMID 1947). Der folgende Aufsatz legt dazu Einzelheiten und Bilder vor.

Durch einen „Panzergraben“, der westlich von Riegel rechtwinkelig zum Gebirgsfuß nach Norden führte, konnte über mehrere hundert Meter hin der Aufbau der obersten 3 m der Ebene beobachtet werden. Kurz vor dem nördlichen Abschluß des Grabens, wo sich das Gelände entlang einer langen Kante um über 1 m nach Norden hin absenkt, war auch seine Sohle tiefer in den Untergrund gelegt worden. Dies ermöglichte den Einblick in das Liegende des vom Graben durchschnittenen Lößes: Es ist unverwitterter Rheinkies, über dem feiner Sand liegt. Dieser bildet im tieferen Gelände die Oberfläche. In der südwärts anschließenden höheren Ebene geht der Flußsand in Flugsand, Sandlöß und Löß über — teils durch allmähliche Verkleinerung des Kornes, teils in der Weise, daß dem Löß lang ausgedehnte, aber nur ein bis mehrere Millimeter mächtige Bänder feinen Sandes eingeschaltet sind. Diese werden nach oben immer seltener und fallen in den obersten 1,50 m ganz aus.



Abb. 1. Durch Sandlagen erkennbare V- und W-förmige Strukturen im Löß.

Aber auch in der horizontalen Ausdehnung sind die Verhältnisse nicht einheitlich. Mit wachsendem Abstand von der Geländekante verringert sich die Zahl der eingeschalteten Flugsandlagen, bis sie von etwa 150 m an südwärts ganz verschwinden. Von hier an nach Norden verlaufen die wenigen Sandbändchen zunächst gerade und horizontal, dann wölben sie sich zu kurzen, niedrigen Bögen auf, die in scharfen Winkeln aneinander stoßen. Näher am Rand zur Senke, wo sich die Sandstreifen immer zahlreicher einschalten, wölben sie sich

stärker auf und überschieben sich, sodaß V- und W-förmige Figuren entstehen (Abb. 1). Hier verlaufen die Streifen parallel. Im Bereich der flachen Bögen hingegen, wo auch die vertikalen Abstände zwischen ihnen größer sind, entsprechen die Spitzen und Aufwölbungen der einzelnen Bändchen einander nicht. Die Größe der Bögen ist sehr verschieden. Sie wechselt auf einer Strecke von 5 m bei 14 Bögen zwischen 12 und 72 cm Länge, wobei die extremen Werte selten erreicht werden.

Den Beweis, daß die Deckschichten des Schotters wirklich aus Löß mit Flugsandbändern aufgebaut sind, erbrachte die Schlämmanalyse nach KOPECKY-KRAUS, deren Zahlenwerte in die folgende Tabelle eingetragen sind:

Nr.	Tiefe m ¹⁾	Schlämmanalyse in %				CaCO ₃ %
		< 0,01	0,01 —0,05	0,05 —0,1	0,1—2	
1	1,25	29,2	58,0	8,4	4,4	40,8
2	1,60	24,6	61,2	11,6	2,6	40,8
3	1,95	19,2	63,8	15,2	1,8	39,1
4	2,35	15,4	34,0	39,8	10,8	35,1
5	S ²⁾	10,4	25,0	34,2	30,4	37,6
6	W ³⁾	7,0	6,2	25,0	61,8	35,7

¹⁾ Tiefe unter der Oberfläche

²⁾ Flugsand im tiefen, geschichteten Löß

³⁾ aus den W-förmigen Sandstreifen.

Der hohe, fast $\frac{2}{3}$ der Gesamtprobe ausmachende Wert der Fraktion 0,01 bis 0,05 mm ϕ in den oberen drei Proben ist typisch für Löß, während in der 4. Probe die nahezu gleichen Werte der 2. und 3. Fraktion, die zusammen etwa $\frac{3}{4}$ der Menge umschließen, Sandlöß anzeigen. Die Probe S enthält die für Flugsand typische Korngrößenverteilung. In der 6. Probe hingegen weist der hohe Anteil der Korngrößen von 0,1—2 mm ϕ in den W-förmigen Sandlagen auf die unmittelbare Nähe des Ausblasungsbereiches hin.

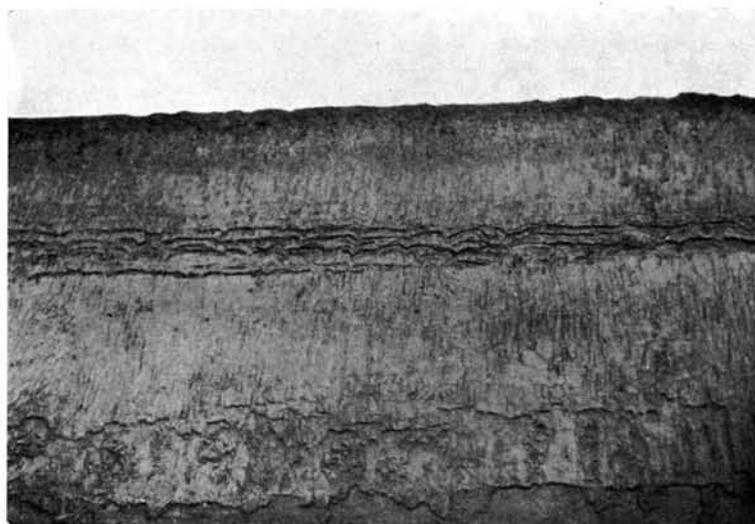


Abb. 2. Lößwand von Achenheim mit herausgewitterten bogigen Strukturen.
Aufnahme von R. LAIS.



Abb. 3. Grabenwand im Löß bei Riegel. Über der durch feinen Sand erkennbaren Bogenlinie ist eine Höhlung ausgegraben, welche die „Kissen“ frei legt.

Flachbogige Bildungen im Löß des Oberrheintals waren schon von Achenheim bekannt (Abb. 2). WERNERT (1936) deutete sie als Solifluxionserscheinung. Die dünnen Sandbögen in der Lößwand des Riegeler Grabens lockten, sie ein Stück weit freizulegen, um den Verlauf der vermuteten Wülste, die so stark wechselnde Durchmesser haben, in der Abhängigkeit von der Geländegestalt zu erkennen. Mit Kelle und Spachtel schnitten R. LAIS und die Verfasserin ein nahezu 0,5 m hohes und tiefes Fenster in über 1 m Breite aus der Wand heraus. Damit gewannen wir Platz, um von oben her die die Bögen kennzeichnende Sandlage vorsichtig freizuschaben. Es formten sich aber unter den Spachteln statt der erhofften Rippen Kissen heraus, die in Geraden und Spitzen vielseitig aneinander stießen (Abb. 3). Schließlich lag Polster neben Polster, deren Wölbungen jeweils nur sehr dünn von Sand überdeckt waren. In den tiefen Kanten aber hatte sich der Sand mehrere Zentimeter hoch angesammelt. Die maßstäbliche Zeichnung der Aufsicht auf diese Polsterfläche läßt ihren polygonalen Bau deutlich erkennen (Abb. 4). Nun klärt sich auch der starke Wechsel in der Länge

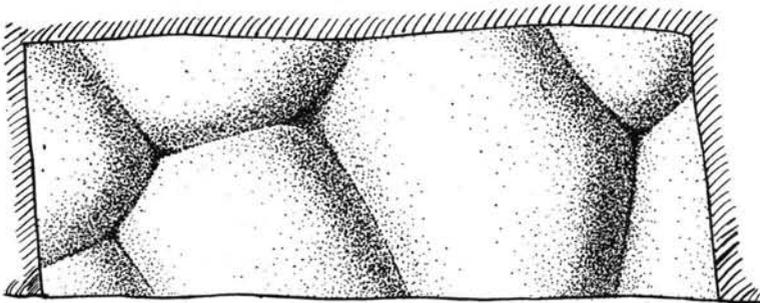


Abb. 4. Die polygone Begrenzung der „Kissen“ 1 : 10 cm.

der Bögen: die Grabenwand durchschneidet nicht Wülste, sondern vielkantige Kissen an verschiedenen Stellen.

Die Erdkissen im Löß deuteten wir zunächst als Thufur nach der Arbeit von TROLL (1944). Doch diese Ansicht läßt sich nicht aufrecht erhalten, da beim Thufur die Hügelchen durch ebene Zwischenräume getrennt sind. Es handelt sich vielmehr um einen Polygonboden, wie ihn HÖGBOM (1910) als Typus II bezeichnet hat. In seiner systematischen Besprechung der Bodenformen auf Spitzbergen schlägt MEINARDUS (1912) vor, die Bezeichnung „Polygonboden“ nur auf den Typus II von HÖGBOM anzuwenden, also nur von Polygonboden zu sprechen, „wenn homogenes Material durch ein Netz von Kontraktionslinien zerlegt ist“. Liegt unhomogenes Material vor (Typus I von HÖGBOM), dann will MEINARDUS nur die Bezeichnung „Strukturboden“ angewendet wissen.

Unter den von SAPPER (1912) veröffentlichten Bildern von Bodenformen Spitzbergens wirkt Abb. 11 wie eine Ausweitung der von uns freigelegten Fläche im Löß von Riegel. Demnach könnte der für die Erscheinungen in Spitzbergen eingeführte Ausdruck „Polygonboden“ durchaus für unsere Riegeler Bildungen übernommen werden. Wir wählen trotzdem den Namen „Kissenboden“, weil seine besondere Art, nämlich die geringen Dimensionen der polsterartigen Aufwölbungen, damit klar hervortritt.

Alle Beobachter der Böden von Spitzbergen weisen darauf hin, daß neben der Austrocknung auch Regelationsprozesse für die Bildung der gewölbten Polygone verantwortlich sind. Unsere Riegeler Profilwand bestätigt dies; denn die Kissenböden gehören zeitlich in die Periode der Lößsedimentation, d. h. also in ein kaltes Klima (zuletzt: WEIDENBACH 1952). Sie formten sich jeweils auf der Oberfläche der Ebene im Wechsel von Tauen und Gefrieren im Eiszeitsommer. Daraus eine Jahreszählung zu erhalten, ist jedoch unmöglich; denn die aus der nördlich anschließenden Senke erfolgte dünne Sandüberwehung war sicher in jedem Jahr verschieden. Das kann schon aus der Tatsache geschlossen werden, daß die Sandlagen nach oben seltener eingeschaltet sind und schließlich ganz ausfallen. Die Kissenböden bildeten sich also sichtbar in der ersten Hälfte der Lößsedimentation, d. h. in der Vorstoßphase der Vereisung (WEIDENBACH 1952).

Die Möglichkeit zur Bildung der Kissenböden muß u. a. auch mit der Nähe der Senke zusammenhängen; denn in größerem Abstand von der Geländekante liegen, wie oben geschildert, die Sandstreifen gerade und horizontal. Unmittelbar neben der Kante aber waren die Bodenbewegungen so stark, daß sich die Kissen falteten und überschoben. Diese Verwürgungen zeigen, daß die Kante nicht durch Erosion nach der Lößsedimentation entstand, wie es für alle anderen Gräben im nördlichen Kaiserstuhlvorland erwiesen ist (LAIS 1934). Hingegen befand sich hier — zumindest in der Anfangszeit — eine immer wieder von Wasser durchflossene Senke, neben welcher der Löß sedimentiert worden ist.

Kissenböden sind während der Lößsedimentation sicher keine Seltenheit gewesen. Die Achenheimer Bögen gehören hierher. Ferner zeichneten sich westlich von Endingen, also 4 km von Riegel entfernt, an der Basis des dort ausgehobenen „Panzergrabens“ ebenfalls nach oben gewölbte Linien ab. Aber statt durch Sand waren sie durch dünne, bräunliche Lößbänder mit zahlreichen Wurzelröhrchen kenntlich. Auf den Kissen wuchsen also niedrigwurzelnnde Pflanzen, die eine leichte Bodenbildung verursachten. Durch die Ungunst der äußeren Verhältnisse konnten an dieser Stelle keine weiteren Einzelheiten ermittelt werden. Aber auch in anderen, auf horizontalen Flächen abgelagerten Lößkörpern sind derartige Kissenböden zu erwarten. Sie können jedoch nur dort er-

kannt werden, wo auf ihrer Oberfläche Sandlagen oder dünne Bodenbildungen ihre Formen sichtbar machen.

Solche günstigen Verhältnisse im Löß bei Riegel ermöglichten es, durch eine kleine Ausgrabung einen Einblick in die Gestalt der Lößoberfläche während der Eiszeit zu gewinnen: Über eine größere Fläche hinweg breitete sich eine besondere Art von Polygonboden aus, welche den Namen Kissenboden erhalten hat.

Schrifttum

- HÖGBOM, B.: Einige Illustrationen zu den geologischen Wirkungen des Frostes auf Spitzbergen. - Bull. Geol. Inst. University Upsala 9, Upsala 1910.
- LAIS, R.: Das nördliche Kaiserstuhlvorland, seine Bodengestalt, Entstehungsgeschichte und frühe Besiedlung. - Schau-ins-land 61, Freiburg i. Br. 1934.
- MEINARDUS, W.: Beobachtungen über Detritussortierung und Strukturboden auf Spitzbergen. - Zs. Ges. Erdkunde, Berlin 1912.
- SAPPER, K.: Über Fließerde und Strukturboden auf Spitzbergen. - Zs. Ges. Erdkunde, Berlin 1912.
- SCHMID, E.: Diluviale Frostbodenformen bei Riegel. - Mitteilungsblatt bad. geol. Landesanst., Freiburg i. Br. 1947.
- TROLL, C.: Strukturböden, Solifluktion u. Frostklimata der Erde. - Geol. Rundsch. 1944.
- WEIDENBACH, F.: Gedanken zur Lößfrage. - Eiszeitalter u. Gegenwart 2. Öhringen 1952.
- WERNERT, P.: De quelques phénomènes géologiques dans les coupes de la station paléolithique d'Achenheim (Bas-Rhin). - Bull. Soc. Préhist. Française 11, 1936.

Manusk. eing. 22. 1. 53.

Ansch. d. Verf.: Dr. Elisabeth Schmid, Freiburg i. Br., Stechertweg 8.

Elephas meridionalis NESTI aus den altpleistozänen Goldshöfer Sanden bei Aalen (Württemberg)

Von Karl Dietrich A d a m, Stuttgart

Mit 3 Abbildungen und 2 Tabellen im Text

Mitteleuropa, das Gebiet des einstigen Deutschen Reiches, ist klassisches Land für die Erforschung diluvialer Elefanten. Ungezählt sind die Reste des Mammut (*Elephas primigenius* BLUMENBACH), und auch Steppenelefant (*Elephas trogontherii* POHLIG) und Waldelefant (*Elephas antiquus* FALCONER) haben reiche Dokumentation im heimischen Boden hinterlassen. Die Ahnform dieser Arten, der Südelefant (*Elephas meridionalis* NESTI), ist dagegen äußerst selten und meist nur in spärlichen Molarenresten nachweisbar.

Die Bergung eines nahezu vollständigen Unterkiefers dieses Elefanten in den Goldshöfer Sanden bei Aalen hätte demnach schon längst wissenschaftliche Bekanntheit verdient, doch gebot die Hoffnung auf weitere Funde einseitiges Abwarten (E. HENNIG 1952, S. 127—128). Leider wurde aber das weitgespannte Hoffen, das bereits einen „*Suevanthropus*“ (E. HENNIG 1952, S. 128) als „ältesten deutschen Menschenrest“ (G. WAGNER, 1937, S. XXXI) aus der Taufe heben ließ, enttäuscht, und so soll, einem Wunsche von Herrn Prof. Dr. E. HENNIG (Tübingen) entsprechend, im folgenden das Ergebnis der eingehenden Untersuchung des Aalener *Elephas*-Unterkiefers vorgelegt werden. Dank schulde ich außer dem Vorgenannten den Herren Prof. Dr. R. DEHM (Tübingen / jetzt München) und Prof. Dr. O. H. SCHINDEWOLF (Tübingen) für die bereitwillige Überlassung des wertvollen Objekts zur Bearbeitung und Veröffentlichung.

Dieses ist, wie auch das prachtvolle Breitstirnelch-Geweih, die beiden Unterkieferhälften von *Equus süßenbornensis* und einige weitere Funde aus derselben Lagerstätte (E. HENNIG 1952, S. 129—136), der jahrelangen Grubenüberwachung durch Herrn Dr. H. PAHL (Aalen / jetzt Ehingen) zu verdanken, der als Schüler E. HENNIG's 1924 über „Die Goldshöfer Sande und die Höhengänge der Ostalb“ promovierte. Nach seinen ausführlichen brieflichen Mitteilungen, für die hier öffentlich Dank gesagt sei, wurde der *Elephas*-Unterkiefer in der Grube „MERZ“ auf der Höhe nordöstlich Aalen — nördlich vom Hirschbachtal — gefunden (s. Topographische Karte 1 : 25 000 / 7126 Aalen). Erste Erwähnung gibt E. HENNIG im Zugangsverzeichnis der Sammlung des Geologisch-paläontologischen Instituts der Universität Tübingen für die Jahre 1926/27: „Großer Unterkiefer (vollständig) von *Elephas antiquus* var. *trogontherii* aus Goldshöfer Sand bei Aalen (gesch. Dr. PAHL)“ (1927, S. XXIX). Da ich anlässlich meiner Studien über das Backzahngebiss der pleistozänen Waldelefanten zu der Auffassung gelangte, daß die von W. SOERGEL publizierten Belege von *Elephas antiquus trogontherii* und *Elephas trogontherii antiquus* zu *Elephas antiquus* zu stellen, diese beiden Unterarten also wegen subjektiver Synonymie zu streichen sind (K. D. ADAM 1948, S. 5—15), war es obige — vermutlich von W. SOERGEL (bis 1926 in Tübingen) akzeptierte — Erstbestimmung, die mich 1949 zu einer Überprüfung am Objekt veranlaßte. Das hierbei gewonnene Ergebnis konnte bereits in mehreren Arbeiten verwertet werden (E. HENNIG 1952; K. D. ADAM 1952; R. WAGNER 1952).

Da bei den fossilen Elefanten das Backzahngebiß die wichtigsten Bestimmungskriterien abgibt, sei zunächst dieses besprochen (s. Abb. 1); die angewandte Methodik fand in einer früheren Arbeit Darlegung (K. D. ADAM 1948, S. 59—64). Vorhanden sind in dem unter Nr. Ma 1024/1 im Geologisch-paläontologischen Institut der Universität Tübingen verwahrten Unterkiefer die beiden letzten Molaren — M₃ dex. und sin. — mit einer jeweiligen Lamellenformel von etwa ∞llx. Genaue Feststellung wird durch proximale (= hintere) Zementumhüllung und Knochenbedeckung verhindert. Die metrischen Verhältnisse sind — in Millimeter — für:

Backzahnlänge	dex. 275	sin. 285
Kauflächenlänge	dex. 230	sin. 240
Lamellenbreite	dex. 98 (IV)	sin. 96 (IV)
	dex. 101 (V)	sin. 98 (V)
	dex. 94 (VI)	sin. 93 (VI)
Kronenhöhe	nicht feststellbar (in situ)	

Der Längen-Lamellen-Quotient — L.L.Q. — läßt sich nach Kauflächenmaßen wie folgt berechnen:

dex.	
174 (III—IX)	: 7,0 = 24,86
132 (IV—VIII)	: 5,0 = 26,40
Mittel	= 25,63
sin.	
173 (III—IX)	: 7,0 = 24,71
129 (IV—VIII)	: 5,0 = 25,80
Mittel	= 25,26

Das Dezimeter-Lamellen-Intervall — D.L.I. — ergibt dementsprechend:

dex.	
700 : 174	= 4,02
500 : 132	= 3,79
Mittel	= 3,90
sin.	
700 : 173	= 4,05
500 : 129	= 3,88
Mittel	= 3,96

Bei diesen Werten ist allerdings — zumal Unterkiefermolaren vorliegen — der Abkautungsgrad zu berücksichtigen. Dieser ist, wie schon aus dem distalen (= vorderen) Lamellenverlust hervorgeht, schon weit fortgeschritten und zeigt folgendes Bild:

angekaute Lamellen	dex. I—X	sin. I—X
vollständige Schmelzfig.	dex. IV—VI	sin. IV—VI
verschmolzene Lamellen	dex. I—III	sin. I—III

Es darf demnach eine gewisse Erhöhung des L.L.Q. bzw. Erniedrigung des D.L.I. der stattgehabten Abrasion zugeschrieben werden. In gleichem Sinne wirkt sich ferner aus, daß der Berechnung der Quotienten nicht die Gesamtlängen, sondern aus technischen Gründen auf der Kaufläche gemessene Teilstrecken zugrunde gelegt sind. Dies ändert jedoch nichts an der abseitigen Stellung des vorliegenden Gebisses gegenüber dem des *Elephas trogontherii* und *Elephas antiquus*. Vergleichbar sind die obigen Werte — auch nach möglicher Reduktion des L.L.Q. auf 22 oder 23 — einzig mit denen des typischen *Elephas meridionalis* aus dem Villafranchiano Italiens und Südfrankreichs (s. Tab. 1).

Entsprechendes ergibt auch der Versuch einer Ergänzung der Lamellenformel. Da der durch Abkautung bedingte Lamellenverlust ohne Freilegung der Wurzelpartie am Objekt nicht zu ermitteln ist, sei dessen Berechnung in Anlehnung an W. SOERCEL durchgeführt (1918, S. 30—31). Berechnungsgrundlage bilden das für Elefanten der *meridionalis-trogontherii*-Reihe durchschnittliche

Tabelle 1.

Neufund a.	<i>Elephas meridionalis</i> A.		<i>Elephas trogontherii</i> B.		<i>Elephas antiquus</i> C.	
	b.	c.	b.	c.	b.	c.
1. $\frac{x^{1-2}}{\infty}$ 11x 275 285	x11x—x14x (15)	13,2	x16x—x21x	—	(x14x)—x16x	16,5
2. ergänzt 300—320	230—320	263,0	293—362	—	243—(310)	262,5
3. 101 98 25,6 25,3	70—111	86,5	64—108	83,0	61— 80	69,9
4. reduziert 22,0—23,0	(14,4) 17,3—24,6	19,8	14,0—19,5	16,2	17,6—19,6	18,3

Gegenüberstellung der Unterkiefer-M₃ von *Elephas meridionalis* (Aalen) zu entsprechenden Molaren von *Elephas meridionalis* (Val d'Arno), *Elephas trogontherii* (Mosbach und Süßenborn) und *Elephas antiquus* (Mauer und Mosbach). Maße in Millimeter.

A. nach H. POHLIG 1888 S. 215—223; 1891 S. 310—311 Anm. 1;

W. SOERGEL 1914 S. 84, S. 89, S. 90; 1921 S. 34.

B. nach W. SOERGEL 1913 Tab. 7; 1921 S. 34, S. 55.

C. nach W. SOERGEL 1913 Tab. 7; 1914 S. 77—78, S. 84, S. 89, S. 90; 1921 S. 34.

a. Einzelwerte, b. Minimal-Maximal-Werte, c. Durchschnittswerte.

1. Lamellenformel, 2. Backzahnlänge, 3. Lamellenbreite, 4. Längen-Lamellen-Quotient.

Längenmaß letzter Unterkiefermolaren mit etwa 300 mm und der auf 22 bzw. 23 reduzierte L.L.Q. des vorliegenden Objekts. Letzterer besagt ja, daß einer Schmelzfigur samt zugehörigem Zementintervall eine mittlere Länge von 22 mm bzw. 23 mm zukommt; folglich besaß der auf 300 mm Länge veranschlagte Backzahn soviel Lamellen, als 22 bzw. 23 darin enthalten sind, wobei die Talone normalerweise als halbe Lamellen, bei besonders kräftiger Ausbildung voll gewertet werden:

L.L.Q. (reduziert)	22,0
Lamellenzahl	300 : 22,0 = 13,6
Lamellenformel (ergänzt)	x!12x
L.L.Q. (reduziert)	23,0
Lamellenzahl	300 : 23,0 = 13,0
Lamellenformel (ergänzt)	x!2x

Dieses Resultat dürfte den Gegebenheiten gerecht werden, doch sei dieselbe Berechnung auch noch mit dem für letzte Unterkiefermolaren des *Elephas meridionalis* nach W. SOERGEL 320 mm betragenden maximalen Längenmaß durchgeführt (1914, S. 84), um den meridionaloiden Charakter der Lamellenformel zu erhärten:

L.L.Q. (reduziert)	22,0
Lamellenzahl	320 : 22,0 = 14,5
Lamellenformel (ergänzt)	x!13x
L.L.Q. (reduziert)	23,0
Lamellenzahl	320 : 23,0 = 13,9
Lamellenformel (ergänzt)	x!3x

Sicherung und Bestätigung findet obiges Ergebnis in den weiteren Kennmalen, welche durch die den Innenbau freilegende Abrasion auf der Kaufläche in Erscheinung treten. Diese ist langoval, erreicht mit rund 100 mm beträchtliche Breite und wird durch die großen, tief ausgekolkten Zementintervalle zwischen den regelmäßig angeordneten Schmelzfiguren belebt. Das Einfallen der Lamellen von der Kaufläche als Bezugsbasis ist steil distal gerichtet und beträgt in Kauflächenmitte etwa 55°.

Die Form der vollständigen Schmelzfiguren ist — die Lamellen IV und V zeigen dies deutlich — rhombisch mit sehr starker distaler und proximaler Medianzacke, bedingt durch kräftiges Heraustreten der Schmelzrücken. Diese ziehen von der basalen Schmelzbrücke — zwischen den tief niedergekauften Lamellen II und III als Medianfusion sichtbar — hoch, scheinen jedoch akralwärts beidseitig rasch auszuflachen, wie Lamelle VI vermuten läßt. Mit der hier fehlenden Mediandilatation verschwindet zugleich die Rhombenform des Lamellenquerschnitts, der nun bandförmig erscheint.

Die Art der Verschmelzung der Teilstücke zu vollständigen Schmelzfiguren ist aus dem Verhalten der Lamellen VII bis X zu erschließen. Zunächst werden bei Lamelle X die akralsten Partien der gemäß ihrer proximalen Stellung verschmälerten Lamelle von der Abrasion erfaßt; wie bei der breiter angelegten Lamelle IX erscheinen die Seitenpfeilerenden als kleine, runde Schmelzinseln. Wenn auch die Mammillen des Mittelpfeilers bei letzterer noch weitgehend separiert sind, so ist doch der Verschmelzungstyp hier unschwer als ausgesprochen median lamellar und lateral annular zu erkennen. Weniger extrem zeigt diesen Typus Lamelle VIII, die gleichsam den Übergang bildet zu Lamelle VII mit breiten, lamellaren, dem Mittelpfeiler an Stärke nahezu gleichkommenden Seitenpfeilern, von denen jedoch nur noch der äußere Selbständigkeit bewahrt hat. Aus dieser durch die Abrasion geschaffenen Lamellenquerschnittsfolge ergibt sich für den Bau der Einzellamelle: Da mit fortschreitender Abkautung keine merkliche Schwächung des Mittelpfeilers erfolgt, müssen die beiden Hauptspalten annähernd senkrecht verlaufen; die feststellbare Stärkung der Seitenpfeiler ist demnach durch rasche und erhebliche Breitenzunahme im oberen Lamellendrittel bedingt.

Der die Dentinfüllungen einfassende Schmelz zeigt bei den Lamellen IV bis VI kräftige Grobfaltung; diese klingt jedoch sowohl nach hinten als auch nach vorn — bei der Einzellamelle folglich akral- wie basalwärts — ab. Gleiches Verhalten kommt der Schmelzstärke zu, die bei den in mittlerem Abkautungszustand befindlichen Lamellen mit 4,0 mm ihr Maximum erreicht.

Versucht man vorstehende Baueigentümlichkeiten systematisch auszuwerten, so weisen auch diese, und zwar in ihrer Gesamtheit, auf das Vorliegen eines Angehörigen des *meridionalis*-Formenkreises hin. Gewisse Anklänge an *Elephas antiquus* in der rhombischen Formgebung der vollständigen Schmelzfiguren oder an *Elephas trogontherii* in der Art der Verschmelzung bzw. in der erheblichen Breitenentwicklung der Lamellen brauchen nicht wunderzunehmen, da ja diese beiden Arten als Abkömmlinge des *Elephas meridionalis*, wenn auch in abgewandelter und so jeweils arttypisch gewordener Form, Ahnmerkmale erkennen lassen, ja gerade auf Grund dieser ihre Herkunft bezeugen.

Der sehr gut überlieferte, beinahe vollständig erhaltene Unterkiefer weist, verglichen mit solchen von Angehörigen der *meridionalis-trogontherii-primi-genius*-Reihe, ausnehmend große Dimensionen auf (s. Tab. 2); er ist infolgedessen wohl als Rest eines starken, nach dem Gebiß adulten, Bullen anzusehen. Die enorme Breitenentwicklung bei vergleichsweise gering bleibender Gesamthöhe, die kräftig gewölbten Außenwände der horizontalen Äste, die distal eine breite Symphysialrinne freilassen und von der Symphyse ein starkes, nur noch mit seinem Ansatz erhaltenes Rostrum entlassen, formen den Gesamteindruck des Stückes (s. Abb. 2—3). Dieses wirkt primitiv und unterstützt so die auf Grund der Bezahnung gegebene Bestimmung.

Bevor eine zeitliche Auswertung des Aalener *Elephas meridionalis* versucht sei, muß noch kurz auf weitere Elefanten-Funde aus den Goldshöfer Sanden

Tabelle 2.

	Neufund	<i>Elephas meridionalis</i>		<i>Elephas trogontherii</i>		<i>trogontherii-grimigenius-</i> Formen	
		A.		B.		C.	
	a.	b.	c.	b.	c.	b.	c.
1.	700	—	—	—	—	—	—
2.	—	—	—	—	—	730	730 (1)
3.	770	—	—	—	—	690—730	710 (2)
4.	—	710—720	715 (2)	—	—	740—800	770 (2)
5.	310	—	—	—	—	260—285	276 (4)
6.	—	—	—	—	—	350—380	366 (4)
7.	515	—	—	—	—	365	365 (1)
8.	615	—	—	—	—	540	540 (1)
9.	460	430	430 (1)	—	—	485	485 (1)
10.	105	83—95	89 (2)	100—120	110 (4)	85—120	108 (4)
11.	115	—	—	—	—	100—110	106 (4)
12.	—	94—125	110 (2)	—	—	165—185	174 (4)
13.	105	96—100	98 (2)	52—112	85 (3)	60—105	81 (4)
14.	195	165—200	182 (3)	199—224	211 (4)	215—245	228 (4)
15.	175	—	—	—	—	170—200	186 (4)
16.	170	120—160	144 (3)	—	—	175—180	178 (3)
17.	212	150—180	167 (3)	—	—	170—180	176 (4)
18.	195	220—260	237 (3)	—	—	160—200	178 (4)
19.	85	—	—	70—125	100 (4)	45—100	72 (4)
20.	90	72—100	86 (2)	—	—	50—110	84 (4)
21.	255	—	—	—	—	220—300	262 (4)
22.	325	—	—	219—420	324 (4)	235—380	328 (3)
23.	545	—	—	460—540	512 (4)	440—490	470 (4)

Gegenüberstellung des Unterkiefers mit *Ms* von *Elephas meridionalis* (Aalen) zu entsprechenden Mandibeln von *Elephas meridionalis* (Val d'Arno), *Elephas trogontherii* (Mosbach und Süßenborn) und *trogontherii-primigenius*-Übergangsformen (Steinheim an der Murr). Maße in Millimeter. Zahl der jeweils vorliegenden Objekte in Klammern hinter den Durchschnittswerten.

A. nach H. POHLIG 1891 S. 425—429.

B. nach W. SOERGEL 1921 S. 23.

C. nach K. D. ADAM (Manuskript).

a. Einzelwerte, b. Minimal-Maximal-Werte, c. Durchschnittswerte.

1. Direkte Länge von der Symphysenspitze bis zum Condylus (ohne Rostrum / ohne Condylus).
2. Direkte Länge von der Symphysenspitze bis zum Condylus (mit Rostrum / ohne Condylus).
3. Kurven-Länge von der Symphysenspitze bis zum Hinterrand des Ramus ascendens (ohne Rostrum).
4. Kurven-Länge von der Symphysenspitze bis zum Hinterrand des Ramus ascendens (mit Rostrum).
5. Mediane Länge von der Symphysenspitze bis zum Ansatz des Processus coronoideus (ohne Rostrum).
6. Mediane Länge von der Symphysenspitze bis zum Ansatz des Processus coronoideus (mit Rostrum).
7. Größte Breite an den Condyli (ohne Condyli).
8. Größte Breite an den Condyli (mit Condyli).
9. Vertikale Höhe vom Condylus bis zum Unterrand des Ramus horizontalis (mit Condylus).

10. Höhe der Symphyse.
11. Länge der Symphyse (ohne Rostrum).
12. Länge der Symphyse (mit Rostrum).
13. Abstand der Diastemränder.
14. Höhe des Ramus horizontalis vor dem Backzahngebiß.
15. Höhe des Ramus horizontalis unter der Kauflächenmitte.
16. Höhe des Ramus horizontalis vor dem Ansatz des Processus coronoideus.
17. Breite des Ramus horizontalis unter dem Ansatz des Processus coronoideus.
18. Länge des Alveolenaußenrandes bis zum Ansatz des Processus coronoideus.
19. Kleinster Abstand der Innenwände der Rami horizontales.
20. Kleinster Abstand der Innenseiten der Bezahnung.
21. Abstand der Hinterenden der Kauflächen.
22. Abstand der Hinterenden der Bezahnung.
23. Abstand der Ansätze der Processi coronoidei.

Beim Neufund sind die Maße 1./3./9./14.—18. an der linken Unterkieferhälfte abgenommen. Die Maße 1./7.—9. bedürfen infolge beidseitigen Fehlens des Capitulum mandibulae einer gewissen Korrektur, die aber nur für Maß 9. stärker ins Gewicht fällt. Hier erhöht sich bei versuchter Ergänzung des in Verlust geratenen die Meßstrecke um einige, maximal etwa 8, Zentimeter.

eingegangen werden. „Schon solange der Sand abgebaut wird, kam immer wieder von Zeit zu Zeit ein Mammutzahn zum Vorschein, dem aber gewöhnlich leider nur allzufrüh das Schicksal alles Irdischen zuteil wurde“ (H. PAHL 1924, S. 48). Von einem solchen, längst verschollenen „Mammut“-Zahn — „Mammut“ als Sammelbegriff für den fossilen Elefanten schlechthin — kündigt auch ein Eintrag im Fundtagebuch des Staatl. Museums für Naturkunde in Stuttgart — Geol.-paläontol. Abt. — unter Nr. 4510, ein Fund von Goldshöfe aus dem



Abb. 1. Unterkiefergebiß (M_3 dex. und sin.) von *Elephas meridionalis* NESTI aus den Goldshöfer Sanden nordöstlich Aalen (Württ.) in Aufsicht. Geol.-paläontol. Inst. Univ. Tübingen Nr. Ma 1024/1.

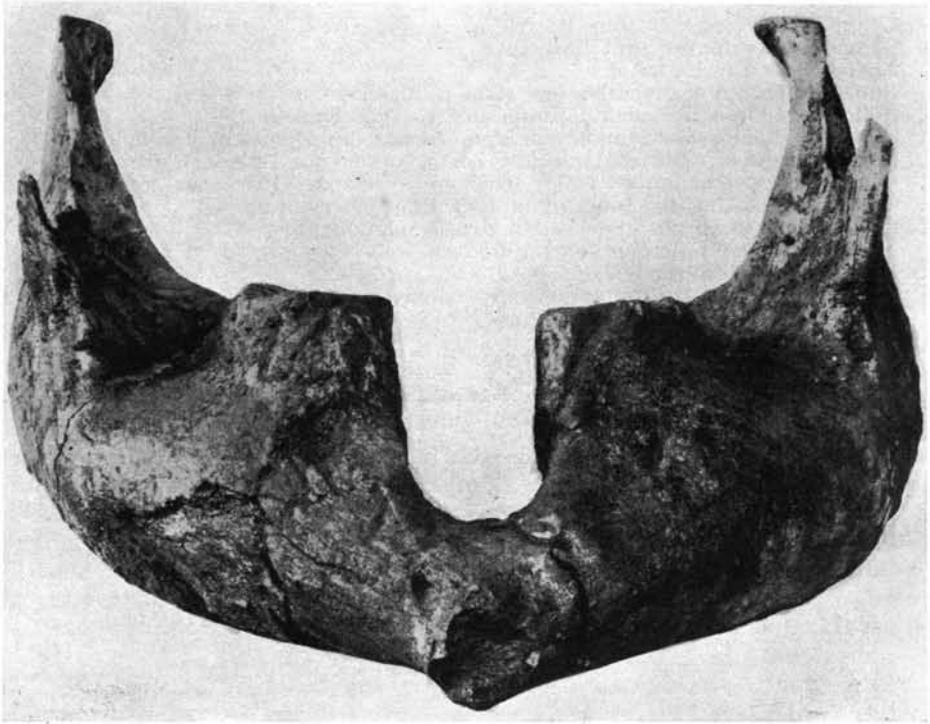


Abb. 2. Unterkiefer von *Elephas meridionalis* NESTI aus den Goldshöfer Sanden nordöstlich Aalen (Württ.) in Vordersicht. Geol.-paläontol. Inst. Univ. Tübingen Nr. Ma 1024/1.

Jahr 1863. Durch O. FRAAS ist diesem Stück, ebenso wie einem „Mammut“-Unterkiefer aus der Sandgrube bei Saverwang südlich Ellwangen, wenigstens papierener Bestand verliehen worden (1869, S. 53; 1877, S. 55; 1872, S. 13). Nicht besser scheint es um den von E. FRAAS erstmals als einen der seltenen Funde diluvialer Säugetiere aus dem Goldshöfer Sand-Gebiet nordöstlich Aalen erwähnten „Mammut“-Backzahn zu stehen (1909, S. 26; E. SCHEU 1909, S. 29, S. 29 Anm. 1), ein Verlust, der jedoch auf Grund des von E. FRAAS später geäußerten Zweifels an der Provenienz des Molaren nicht allzu schwer wiegt (1912, S. 24; M. BRÄUHÄUSER 1933, S. 24).

Jüngste Einbuße brachte der Bombenkrieg, dem 1944 ein aus der Grube „MERZ“ nordöstlich Aalen stammender, im Stuttgarter Fundtagebuch unter Nr. 13 683 eingetragener *Elephas*-Stoßzahn anlässlich des Museumsbrandes zum Opfer fiel. Kurze Besprechung dieses Stücks findet sich bei H. PAHL: „Der Stoßzahn, ein rechter, an dem das proximale Ende fehlt, hat an der Außenkante gemessen 1,55 m Länge, und an der dicksten Stelle, etwa in der Mitte, einen Umfang von 35 cm. Er ist zuerst etwas auswärts gebogen, dann spiralig nach einwärts gekrümmt, zeigt also Anklänge an das Mammut, wenn er sich auch bei seinen geringen Dimensionen neben den Zähnen von Steinheim a. d. Murr recht dürftig ausnimmt“ (1924, S. 48—49). Systematisch sind diese Angaben nur in soweit auswertbar, als *Elephas antiquus* wohl auszuschließen ist; im übrigen aber sind gebogene und gekrümmte Stoßzähne durchaus nicht auf das jungdiluviale Mammut beschränkt, sondern auch bei dessen Ahnformen im älteren Pleistozän anzutreffen. Paradigmatisch sei auf ein proximal und distal durch

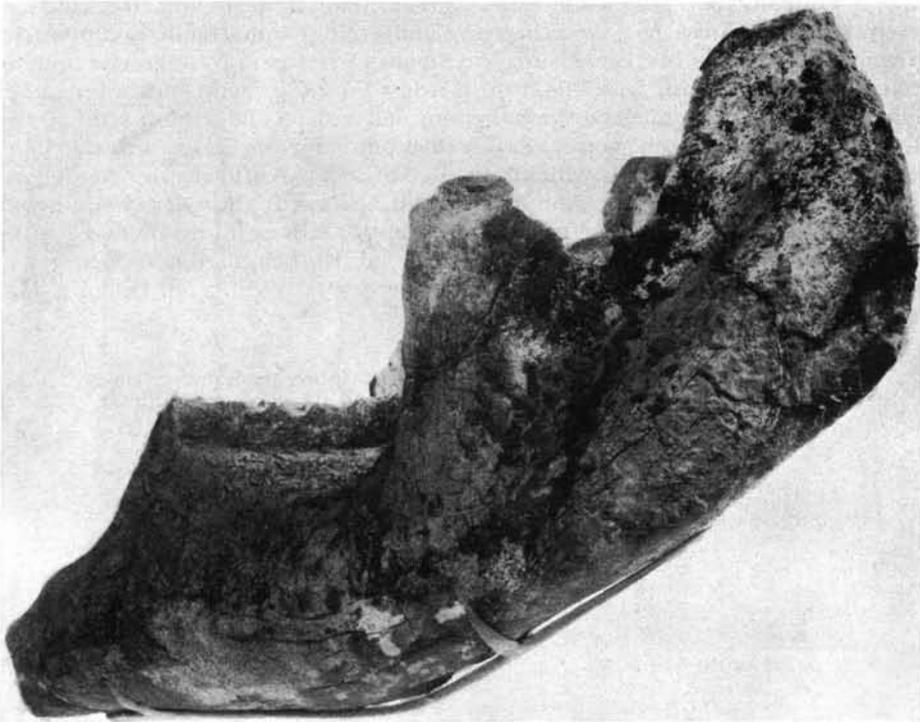


Abb. 3. Unterkiefer von *Elephas meridionalis* NESTI aus den Goldshöfer Sanden nord-östlich Aalen (Württ.) in Seitensicht. Geol.-paläontol. Inst. Univ. Tübingen Nr. Ma 1024/1.

Bruch begrenztes Stoßzahnfragment aus den *meridionalis-trogontherii*-Übergangsformen führenden altpleistozänen Tonen von Jockgrim in der Pfalz hingewiesen, das ich 1950 dank dem großen Entgegenkommen von Herrn Prof. Dr. L. RÜGER (Heidelberg) im Geologisch-paläontologischen Institut der Universität Heidelberg zusammen mit der reichen Molarenfauna untersuchen konnte. Wie die Gegenüberstellung von direkter Länge mit 97 cm zu Kurvenlänge mit 109 cm zeigt, kommt dem Stück erhebliche Biegung zu. Das Ausmaß der Torsion ist wegen des nicht unbeträchtlichen distalen Verlustes (Umfang am proximalen etwa in Höhe des Pulpahöhlendes gelegenen Abbruch 25,0 cm — Umfang in der Mitte des Fragments 27,5 cm — Umfang am distalen Abbruch 24,5 cm) nicht mehr festzustellen, immerhin ist eine solche am Reststück nachweisbar.

Als Abschluß der Verlustliste sei noch erwähnt, daß nach Herrn Dr. H. PAHL ein weiterer *Elephas*-Stoßzahn in der Grube „Auf der Haid“ nördlich der Badeanstalt im Hirschbachtal — wenig südlich der Grube „MERZ“ — zutage kam (s. Topographische Karte 1 : 25 000 / 7126 Aalen), jedoch beim Freilegen völlig zerfiel. Zu wissenschaftlicher Untersuchung erhalten geblieben sind nur die beiden bereits von H. PAHL kurz besprochenen *Elephas*-Backzähne in den Sammlungen Stuttgart und Tübingen (1924, S. 48, S. 49).

Der Stuttgarter Molar, ein letzter linker Oberkieferbackzahn, gelangte — nach freundlicher mündlicher Mitteilung von Herrn Prof. Dr. F. BERCKHEMER (Stuttgart) — aus der Sammlung des Geologisch-paläontologischen Instituts der Universität Tübingen ins Staatl. Museum für Naturkunde in Stuttgart, wo er unter Nr. 13 683 im Jahr 1920 als „*Elephas primigenius*“ inventarisiert wurde.

Nähere Fundangaben als „Goldshöfer Sande“ liegen nicht vor; Herkunft aus diesen ist jedoch durch Art der Erhaltung und geringe anhaftende Sedimentreste gesichert. Angesichts der Zuweisung zu *Elephas primigenius* einerseits, der Seltenheit und früh erkannten Bedeutung solcher Funde in den Goldshöfer Sanden andererseits, scheint es nicht ausgeschlossen, daß vorliegender Molar ident wäre mit dem oben genannten, von E. FRAAS 1909 publizierten Backzahnfund. Leider gibt der jetzige Zustand des Objekts infolge falschen Anfügens der beiden vordersten, etwas beschädigten Lamellen nicht das ursprüngliche Erscheinungsbild wieder. Dies ist sowohl der Vermessung, als vor allem auch einem Ermitteln der Stellung im Gebiß — rechts oder links — abträglich, da die an sich geringe Längsbiegung hierdurch völlig verschleiert wird. Die wichtigsten Daten — Maße in Millimeter — dieses Fundes lauten:

Lamellenformel	—13x
Backzahnlänge	etwa 236 (infolge proximaler Beschädigung nicht genau feststellbar)
Lamellenbreite	etwa 86 (II) (infolge lateraler Beschädigung nicht genau feststellbar) 107 (VI—IX) maximal (nahe über der Basis gemessen)
Kronenhöhe	139 (VIII) intern — extern (infolge basaler Beschädigung nicht feststellbar)
L.L.Q.	176 (II—XI) : 10,0 = 17,60
D.L.I.	1000 : 176 = 5,68
angekaute Lamellen	sicher I—VI, wahrscheinlich I—VII (infolge akraler Beschädigung nicht genau feststellbar)
vollständige Schmelzfig.	I
verschmolzene Lamellen	—
Schmelzstärke	bis 3,7
Schmelzfaltung	stark gefaltet

Der Tübinger Backzahn, gleichfalls als letzter Molar dem Oberkiefer entstammend, wurde nach Herrn Dr. H. PAHL in der Grube „ROSSARO“ am alten Himmlinger Weg südöstlich Aalen — südlich vom Taufbachtal — geborgen (s. Topographische Karte 1 : 25 000 / 7126 Aalen). Seine mäßige Erhaltung und das Fehlen der sonst üblichen Biegung in der Längserstreckung lassen nicht entscheiden, ob er als rechter oder linker anzusprechen ist. Eine kurze Charakterisierung dieses unter Nr. Ma 1024/2 im Geologisch-paläontologischen Institut der Universität Tübingen liegenden Fragments sei im folgenden gegeben:

Lamellenformel	—12x
Backzahnlänge	etwa 195 (infolge distaler Beschädigung nicht genau feststellbar)
Lamellenbreite	— (infolge lateraler Beschädigung nicht feststellbar) 94 (IV) maximal (nahe über der Basis gemessen)
Kronenhöhe	— intern und extern (infolge basaler Beschädigung nicht feststellbar)
L.L.Q.	184 (II—x) : 11,5 = 16,00
D.L.I.	1150 : 184 = 6,25
angekaute Lamellen	I—VI
vollständige Schmelzfig.	—
verschmolzene Lamellen	—
Schmelzstärke	bis 3,5
Schmelzfaltung	gering gewellt

Eine artliche Bestimmung vorstehender Backzähne fällt — nicht zuletzt infolge ihrer fragmentären Erhaltung — weniger leicht als die des Aalener Unterkiefergebisses. Einerseits liegen — unverkennbar — primitive, meridionaloide Züge vor, so in dem breiten und niedrigen Lamellenbau und in der erheblichen Schmelzstärke. Andererseits ist ihr progressiver Charakter — gemessen an der Bezahnung des Unterkiefers — nicht zu übersehen. Besonders gilt solches für den Tübinger Molaren, der bereits deutlich zu *Elephas trogontherii* tendiert, was in seinem vergleichsweise niedrigen L.L.Q. von 16,00 beredten Ausdruck findet. Unschwer kann er als primitive Variante dieser Art zugewiesen werden. Beim Stuttgarter Backzahn dürfte dagegen Bestimmung als *Elephas meridionalis* angebracht sein, da er noch innerhalb dessen erheblicher Variationsbreite untergebracht werden kann. Zusammenfassend ergibt die Untersuchung der beiden Oberkiefermolaren, daß sie als Reste einer *Elephas*-Fauna zu werten sind, die sich von der Ahnform des typischen *Elephas meridionalis* des Villafranchiano bereits in Richtung zum *Elephas trogontherii* des Altpleistozäns fortentwickelt hat. Dieses Zwischen-den-Typen-Stehen — nicht zeitliche Differenzierung — soll durch die verschiedene nomenklatorische Behandlung beider Reste betont werden!

Im Prinzip gelangte bereits H. PAHL zur nämlichen Wertung vorstehender Gebißreste, wenn er abschließend über sie urteilt: „Sie gehören dem *Elephas Trogontherii* an, zeigen aber ein primitives Verhalten und nähern sich etwas der Art *Elephas meridionalis*“ (1924, S. 49). Entsprechend der kontinuierlichen Abwandlung in der *meridionalis-trogontherii-primigenius*-Stammreihe fordert Bestimmung von Übergangsformen eben nomenklatorischen Kompromiß.

Das Elefanten-Fundgut aus den Goldshöfer Sanden nordöstlich Aalen ist damit abgehandelt. Es verbleibt, auf die Begleitfauna — *Alces latifrons* und *Equus süßenbornensis* (E. HENNIG 1952, S. 129—136) — hinzuweisen und so gerüstet auf die zeitliche Stellung der Faunula innerhalb des pleistozänen Geschehensablaufs einzugehen. Entsprechendes findet sich im südwestdeutschen Raum in den Rosenstein-Schottern in Stuttgart, ebenfalls mit Elefanten des *meridionalis-trogontherii*-Formenkreises, *Alces* cf. *latifrons* und *Equus süßenbornensis*; Vergleichbares bergen die Tone von Jockgrim in der Pfalz und vor allem die Untere Stufe der Sande von Mosbach bei Wiesbaden. Damit ist die Zuordnung der Goldshöfer Funde und, da deren primäre Lagerung keinem Zweifel unterliegen kann, des Hülsediments ins frühere Altpleistozän gesichert.

Im Bestreben, diesen Zeitabschnitt mit Hilfe der faunistischen Beweismittel zu gliedern, kam ich für Südwestdeutschland zur Aufteilung in eine

ältere Steppenfauna

(z. B. Untere Stufe der Sande von Mosbach),

zwischen geschaltete Waldfauna

(z. B. Waldelefanten-Sande von Mauer),

jüngere Steppenfauna

(z. B. Mittlere Stufe der Sande von Mosbach),

alle von gemäßigtem Klimacharakter (K. D. ADAM 1952, S. 229—236). Goldshöfer Sande i. e. S. (zunächst beschränkt auf das Fundgebiet bei Aalen) und die weiteren obengenannten Ablagerungen sind also Dokumentationen aus der Zeit der älteren „Steppen“-Fauna. Diese ist gegen die jüngere „Steppen“-Fauna nicht nur durch die zwischengelagerte „Wald“-Fauna zeitlich, sondern auch faunistisch wohl abgesetzt, ihre Selbständigkeit folglich gesichert. So stehen beispielsweise den Übergangsformen von *Elephas meridionalis* zu *Elephas trogontherii* des älteren Zeitabschnitts typische Vertreter des Steppenelefanten im jüngeren ge-

genüber. Der langstangige *Alces latifrons*, gut belegt in der Unteren Stufe Mosbachs, läßt bei seinen jüngeren Vertretern in den Mittleren Mosbacher Sanden nach freundlicher Mitteilung von Herrn Konservator K. STADELMANN (Mainz) merkliche Stangenverkürzung wahrnehmen. An Stelle der letzten europäischen Quaggas — *Equus robustus* und *Equus süssenbornensis* — in der älteren Steppenfauna Südwestdeutschlands, führt die jüngere *Equus mosbachensis*, das erste ausgesprochen caballine Pferd (W. O. DIETRICH 1949, S. 141). Neu erscheinen ferner *Dicerorhinus merckii*, begleitet von letzten reichen Beständen des nun aussterbenden *Dicerorhinus etruscus*, und in ersten spärlichen Resten Vertreter der Gattungen *Rangifer* und *Praeovibos*. *Trogontherium cuvieri*, im älteren Zeitabschnitt verhältnismäßig häufig, scheint kaum in den jüngeren hereinzureichen, und ähnlich steht es mit *Hippopotamus* sp., der nur durch seltene Funde seine Anwesenheit in der jüngeren Steppenfauna bezeugt, um dann endgültig aus dem Oberrheingebiet abzutreten.

Erwähnt sei noch, daß die Elefanten der älteren Steppenfauna durch die in dieser Zeit abgelaufene Entwicklung von noch meridionaloiden zu schon trogontheroiden Populationen weitere Aufgliederung ermöglichen. So erscheint beispielsweise das im Geologisch-paläontologischen Institut der Universität Heidelberg verwahrte Molarenfundgut aus den Tonen von Jockgrim mit seiner vorherrschenden *trogontherii*-Tendenz progressiver als die — wenn auch spärliche — *meridionalis*-betonte Goldshöfer Faunula. Ich möchte deshalb letztere an die Basis des Altpleistozäns stellen und damit, da Äquivalente des Villafranchiano nicht bekannt sind, an den Beginn der überreichen pleistozänen Fossilüberlieferung Südwestdeutschlands.

Den Goldshöfer Sanden kommt folglich hervorragende paläontologische Bedeutung zu, neben der seit langem erkannten für die Fluß- und Landschaftsgeschichte. Letztere herauszuarbeiten war Aufgabe zweier Dissertationen — H. PAHL (1924, S. 1—62) und R. WAGNER (1952, S. 90—156) —, vor allem aber das Werk unseres Georg WAGNER (1926, S. 188—192; 1927, S. LI—LIV; 1929, S. 237—238; 1937, S. XXVII—XXXI), dem vorstehende Abhandlung als Baustein dargereicht sei.

Nachtrag während des Druckes

Dank eines freundlichen Hinweises von Herrn Prof. Dr. F. BERCKHEMER (Stuttgart) konnte der im Vorstehenden als verschollen gemeldete *Elephas*-Beleg Nr. 4510 von Goldshöfe unter den noch verlagerten Beständen des Staatl. Museums für Naturkunde in Stuttgart wieder aufgefunden werden. Es handelt sich bei diesem um ein Stoßzahnfragment eines jungen Elefanten von 45 cm Kurvenlänge. Von der Spitze sind nur wenige Zentimeter in Verlust geraten; stärker ist die proximale Beschädigung, die zumindest den gesamten Pulpahöhlenanteil betrifft. Die Biegung des Stoßzahnes ist erheblich, Torsion kaum vorhanden. Es liegt also ein Fund eines Angehörigen der Steppenelefanten-Gruppe vor, was durch feine Längsriefung der unter der Deckschicht gelegenen Elfenbeinlage erhärtet wird. Die Frage der näheren Bestimmung muß jedoch offen bleiben, zumal über das Alter seiner Fundschicht nichts Sicheres ausgesagt werden kann.

Der Stoßzahn wurde beim Bau des 1863 in Betrieb genommenen Abschnittes Wasseralfingen-Nördlingen der sog. Remsbahn bei Goldshöfe gefunden und dem damaligen Kgl. Naturalien-Cabinet zu Stuttgart überwiesen. Nach den beigefügten Sammlungsetiketten lag er „über den Opalinuston im Letten“ etwa „15' unter Lehm“ (1 württ. Fuß = 0,287 m). Da nun in dem von O. FRAAS auf-

genommenen geologischen Profil der Remsbahn bei der Station Goldshöfe als Auflagerung des Opalinuston Goldshöfer Sande verzeichnet und erst zwischen Goldshöfe und der Station Westhausen Lehme als Deckschichten eingetragen sind (1885, Profil 1), dürfte der Fundort des Stoßzahnes hier zu vermuten sein. Damit ist aber seine Zugehörigkeit zum Goldshöfer Sand-Komplex unwahrscheinlich und Einnreihung als *Elephas primigenius* ins Jungpleistozän nahelegend. Erwähnt sei noch, daß geringe anhaftende Sedimentspuren auf einen kalkfreien, mittelgrauen Ton mit Feinquarz (ohne Anwachsfeccetten) als Hüllsediment hinweisen und der — sehr gute — Erhaltungszustand von dem der Funde aus den Goldshöfer Sanden bei Aalen stark abweicht.

Angeführtes Schrifttum

- ADAM, K. D.: Das Backzahngebiß des *Elephas antiquus* FALCONER von der unteren Murr (Württemberg). - Diss. techn. Hochsch. Stuttgart 1948. — Die altpleistocänen Säugetierfaunen Südwestdeutschlands. - Neues Jb. Geol. Paläontol., Mh. 1952, S. 229-236, Stuttgart 1952.
- BRÄUHÄUSER, M.: Begleitworte zur Geognostischen Spezialkarte von Württemberg. Atlasblatt Aalen. 3. Aufl. Stuttgart 1933.
- DIETRICH, W. O.: Stetigkeit und Unstetigkeit in der Pferdegeschichte. - Neues Jb. Min. etc. B. 91, S. 121-148, Stuttgart 1949.
- FRAAS, E.: Bericht über die Exkursionen in der Umgebung von Ulm. - Ber. Versamml. oberrh. geol. Ver. 41, S.13-30, Karlsruhe 1909. — Begleitworte zur geognostischen Spezialkarte von Württemberg. Atlasblatt Aalen. 2. Aufl. Stuttgart 1912.
- FRAAS, O.: Die Geognostische Sammlung Württembergs im Erdgeschoß des Königlichen Naturalien-Cabinets zu Stuttgart. - Stuttgart 1869. — Begleitworte zur geognostischen Spezialkarte von Württemberg. Atlasblatt Ellwangen. Stuttgart 1872. — Die Geognostische Sammlung Württembergs im Erdgeschoß des Königl. Naturalien-Cabinets zu Stuttgart. - 2. Aufl. Stuttgart 1877.
- FRAAS, O.: Die geognostische Profilierung der Württembergischen Eisenbahnlinien. Dritte Lieferung. - Stuttgart 1885.
- HENNIG, E.: Bericht des Geologisch-paläontologischen Universitäts-Instituts Tübingen. - Jh. Ver. vaterl. Naturk. Württ. 83, S. XXVIII-XXIX, Stuttgart 1927. — Über Säugerfunde aus den Goldshöfer Sanden, Württemberg. - Neues Jb. Geol. Paläontol., Mh. 1952, S. 126-140, Stuttgart 1952.
- PAHL, H.: Die Goldshöfer Sande und die Höhensande der Ostalb. - Diss. Univ. Tübingen 1924.
- POHLIG, H.: Dentition und Kranologie des *Elephas antiquus* FALC. mit Beiträgen über *Elephas primigenius* BLUM. und *Elephas meridionalis* NESTI. - Nova Acta ksl. Leop.-Carol. deutsch. Akad. Naturf., 53, S. 1-280, Halle 1888, und ebendort 57, S. 266-466, Halle 1891.
- SCHEU, E.: Zur Morphologie der Schwäbisch-Fränkischen Stufenlandschaft. - Stuttgart 1909.
- SOERGEL, W.: *Elephas trogontherii* POHL. und *Elephas antiquus* FALC., ihre Stammesgeschichte und ihre Bedeutung für die Gliederung des deutschen Diluviums. - Palaeontographica 60, S. 1-114, Stuttgart 1913. — Die diluvialen Säugetiere Badens. - Mitt. großh. bad. geol. Landesanst. 9, S. 1-254, Heidelberg 1914. — Das vermeintliche Vorkommen von *Elephas planifrons* FALC. in Niederösterreich. - Palaeontol. Z. 2, S. 1-65, Berlin 1918. — *Elephas Columbi* FALCONER. Geol. palaeontol. Abh. N. F. 14, S. 1-100, Jena 1921.
- WAGNER, G.: Die Goldshöfer Sande. Vorläufige Mitteilung. - Cbl. f. Min. etc. Abt. B 1926, S. 188-192, Stuttgart 1926. — Zur Geschichte der Flußläufe am Albrauf. - Jh. Ver. vaterl. Naturk. Württ., 83, S. XLIX-LIV, Stuttgart 1927. — Junge Krustenbewegungen im Landschaftsbilde Süddeutschlands. Beiträge zur Flußgeschichte Süddeutschlands I. - Öhringen 1929. — Zur Landschaftsgeschichte der Umgebung von Aalen. - Jh. Ver. vaterl. Naturk. Württ., 93, S. XXVII-XXXI, Stuttgart 1937.
- WAGNER, R.: Der Keuper im Oberen Jagstgebiet und die Goldshöfer Sande. - Diss. Univ. Tübingen 1952.

Ms. eingeg. 13. 1. 1953.

Anschr. d. Verf.: Dr. K. D. Adam, Staatl. Mus. f. Naturkunde, Stuttgart, Archivstr. 3.

Die Vegetationsentwicklung des Interglazials von Wallensen in der Hilsmulde

Von Ilse R a b i e n, Göttingen. Mit 11 Abb.

Aus dem Systematisch-Geobotanischen Institut der Universität Göttingen.

Einleitung.

- I. Geographie, Klima, Geologie.
 - II. Stratigraphie der untersuchten Profile.
 - III. Die Arbeitsweise.
 - IV. Die Ergebnisse der pollenanalytischen Untersuchungen.
 1. Beschreibung der Diagramme.
 2. Die Gliederung der Waldentwicklung.
 - V. Die Knospenschuppenanalyse.
 - VI. Die übrigen Makrofossilien.
 - VII. Die Vegetationsentwicklung.
- Zusammenfassung.
Literaturverzeichnis.

Einleitung

Seit etwa 1900 ist ein Vorkommen fossilführender interglazialer Schichten bei Wallensen in der Hilsmulde bekannt. Es liegt im Hangenden des Braunkohlentagebaus der Gewerkschaft Humboldt, 1 km südöstlich Wallensen (Bl. Salzhemmendorf). 1907 beschrieb MENZEL diese Ablagerung als interglazial. Obwohl sie durch den immer weiter erfolgenden Abbau der Braunkohle wohl während der letzten 50 Jahre meist mehr oder weniger gut aufgeschlossen gewesen sein dürfte, wurde sie aber nicht weiter beachtet, bis THOMSON (1947, vergl. 1951) eine erste pollenanalytische Untersuchung vornahm. Die Arbeit THOMSON's bestätigte die Annahme MENZEL's, daß es sich um ein Interglazial handele, und zwar um das letzte oder Saale-Weichsel-Interglazial. Da das Sediment äußerst fossilreich war, konnte man erwarten, daß eine gründliche Untersuchung der Makrofossilien — u. a. der bisher nur sehr wenig beachteten, hier sehr zahlreichen Knospenschuppen — sowie die Auszählung weiterer Pollendiagramme einen brauchbaren Beitrag zur Kenntnis der Vegetationsentwicklung des letzten Interglazials liefern würden. Es erschien auch wünschenswert, die letzten Reste des Interglazials, das offensichtlich zum größten Teil bereits abgebaut worden war, vor dem endgültigen Verschwinden zu bearbeiten.

In den Jahren 1948—50 hatte ich mehrmals Gelegenheit, in Wallensen Proben zu entnehmen. Ihre Untersuchung wurde Ostern 1949 begonnen und im August 1951 abgeschlossen.

Für die Anregung zu dieser Arbeit und mancherlei Rat möchte ich Herrn Prof. Dr. F. Firbas auch an dieser Stelle danken. Ferner danke ich ich den Herren Prof. Dr. H. Schmidt und Dr. G. Lüttig für geologische Hinweise, Frau G. Schneider und Herrn Dr. F. Koppe für Hilfe bei der Bestimmung der Knospenschuppen und Moose, Herrn Prof. Dr. P. W. Thomson für die Einsicht in unveröffentlichte Diagramme und Herrn Dr. H. Gross für die Überlassung einiger besonders fossilreicher Proben.

I. Geographie, Klima, Geologie

Die Ith-Hils-Mulde gehört zum Weser-Leine-Bergland. Sie hat (RINK 1942) eine Längsausdehnung von 36 km und eine Breite bis zu 7 km. Die Hilsberge erreichen Höhen bis zu etwa 480 m. Die Grube Wallensen befindet sich im flacheren nordwestlichen Teil in dem Muldental der Saale, eines Nebenflusses der Leine, in einer Seehöhe von etwa 160 m.

Klimatisch steht das Gebiet noch vorwiegend unter ozeanischem Einfluß, der allerdings im Beckeninnern schon ziemlich abgeschwächt sein dürfte. Nach HOFFMEISTER, J. & SCHNELLE, F. (1945) beträgt die mittlere Januar-temperatur $0-0,5^{\circ}$, die mittlere Julitemperatur $17-18^{\circ}$, die mittlere Jahrestemperatur $8-8,5^{\circ}$, die mittlere jährliche Temperaturschwankung $16-16,5^{\circ}$. Die mittlere Niederschlags-höhe ist im Sommer (April—September) 420—480 mm, im Winter (Oktober—März) 360—420 mm, im Jahr 720—840 mm. Die höchste Niederschlagsmenge wird im Juli, die geringste im März verzeichnet.

Die Hilsmulde wird von mesozoischen Gesteinen aus der Jura- und Kreidezeit aufgebaut. Das Braunkohlenbecken liegt in dem Einbruchsraum über dem Weezer Salzstock (FRATSCHNER 1950), dessen selbständige Bewegungen, begleitet von immer weiterem Absinken, offenbar bis ins Diluvium und Alluvium andauerten, wie die Ablagerungen über der Braunkohle beweisen.

Über dem Salzspiegel liegen ca. 100 m Tone, die vermutlich dem Neokom angehören, darüber Tone und Sande des Tertiärs, deren genaues Alter noch nicht bekannt ist. Im Beckentiefsten liegen über den Tonen und Sanden mächtige Braunkohlen und Braunkohlentone, die im unteren und mittleren Pliozän abgelagert worden sind (THOMSON 1951). Die Braunkohlen sind (FRATSCHNER 1950) leicht verfaltet und zeigen einen deutlichen Spezialsattel. Zahlreiche z. T. mehrere Meter mächtige Tonlinsen beweisen die unterschiedliche Senkungstendenz des Braunkohlenbeckens. Über der Braunkohle, deren Mächtigkeit ca. 100 m beträgt, folgen Gehängeschutt, dann das Interglazial (ca. 1 m mächtig), darüber wieder Gehängeschutt. In dem Gehängeschutt über und unter dem Interglazial befinden sich wenige umgelagerte ($< 1^{0/100}$) nordische Geschiebe, die aus glazialen Ablagerungen unsicheren Alters stammen, aber sicher älter als das Saale-Weichsel-Interglazial sind, wahrscheinlich noch älter als die Saale-Eiszeit. Schotter mit nordischen Geschieben stehen nordöstlich von Thüste an. Ihr Alter ist ebenfalls unsicher, entweder elster- oder saaleeiszeitlich. Zwischen Thüster und Duinger Berg befinden sich oberhalb des Steinbruches Marienhagen in beträchtlicher Höhe Schotter, die sicher aus der Elstereiszeit stammen (G. LÜTTIG mdl.). Vereinzelt Vorkommen elstereiszeitlicher nordischer Geschiebe sind noch im Tal westlich Duinger Berg — Steinberg zwischen Duingen und Delligsen aufgeschlossen (G. LÜTTIG mdl.). Geschiebemergel der Saalevereisung in normaler Ausbildung findet sich bei und nördlich von Hemmendorf.

Die Hilsmulde lag also im Randgebiet der Elster- und Saalevereisung. Von der letzten Vereisung, die die Elbe nicht überschritt, sind nur periglaziale Bildungen (Fließerde, Gehängeschutt) anzutreffen.

MENZEL veröffentlichte 1907 folgendes Profil (von unten nach oben):

1. Jungtertiäre Braunkohlen: ca. 15 m mächtig aufgeschlossen.
2. „Grundmoräne“ mit Hilssandsteinschutt, Jurakalk und nordischem Material. (Unter „Grundmoräne“ verstand MENZEL allem Anschein nach das, was hier als Gehängeschutt bezeichnet wird.)
3. Fossillere Mergelsande (kalkhaltige Feinsande).

4. Bändertone mit wenigen Pflanzenresten, einigen Süßwasserkonchylien und Resten von Hecht und Barsch, wohl nur an der tiefsten Stelle des ehemaligen Sees.
5. Ziemlich kalkreiche Konchyliensande, reich an Süßwasserkonchylien, mit einigen Landschnecken und vorwiegend Sumpf- und Wasserpflanzen, u. a. viel *Chara*. Diese Sande sind nach MENZEL höchstwahrscheinlich aus verwittertem Hilssandstein gebildet worden und sollen durch Zuflüsse in den See gelangt sein.
6. Sandige Torfe mit reicher Land- und Süßwassermolluskenfauna sowie Laubwaldflora.
7. Den Abschluß nach oben bildeten unreine, tonige, kalkfreie (alluviale) Torfe mit Säugetierresten, u. a. Elch und Edelhirsch,
8. darüber sandig-tonige Bildungen.

Die Interglazialschichten (4—6) waren nach MENZEL besonders entlang einer nordwestlich streichenden Verwerfung gestört und zum Teil „aufgerichtet, gefaltet und verworfen“. Darüber lagerte diskordant das Alluvium (7, 8).

THOMSON (1951) stellte auf Grund pollenanalytischer Untersuchungen fest, daß die Braunkohle pliozänes, frühestens obermiozänes Alter hat. Das Interglazial wurde von ihm dem Saale-Weichselinterglazial (Eem-Interglazial) zugeordnet, nachdem schon MENZEL die unter dem Interglazial liegenden moränenartigen Ablagerungen der Hauptvereisung (Saalevereisung) zugewiesen hatte. Heute ist durch den fortgesetzten Abbau der Braunkohle kein unmittelbarer Zusammenhang zwischen den von MENZEL beschriebenen und den von mir untersuchten Schichten mehr festzustellen. Jedoch dürfte die heute noch vorhandene Grobdetritusgyttja mit den von MENZEL beschriebenen „sandigen, blätterreichen Torfen“ identisch sein. Konchyliensande und sonstige tierische Fossilien wurden bei der jetzigen Untersuchung nicht gefunden. Die heute im Ostteil der Grube aufgeschlossene See- und Moorablagerung mit der Allerödtuffschicht (vergl. FIRBAS 1951) ist vielleicht mit den unreinen Torfen MENZEL's identisch.

Die interglaziale Ablagerung muß ursprünglich erheblich mächtiger gewesen sein. Es wurden Zapfen von *Picea abies* gefunden, die auf $\frac{1}{5}$ ihrer ursprünglichen Dicke zusammengedrückt worden waren. Dicke Stämme, die in dem ufernahen Schwemmtorf vorkamen, waren auf weniger als $\frac{1}{3}$ ihres ursprünglichen Durchmessers zusammengepreßt.

Der Interglazialsee von Wallensen muß annähernd die gleiche Ausdehnung gehabt haben wie der heutige Braunkohlentagebau. Vor 50 Jahren, als der Abbau der Braunkohle noch lange nicht so weit vorgetrieben war wie heute, war das Interglazial schon aufgeschlossen, und auch heute sind noch die letzten Reste davon zu sehen.

II. Stratigraphie der untersuchten Profile

Im Nordostteil der Grube wurden 1948 und 1949 mehrere Profile untersucht.

Profil I stammt von einer abgerutschten Scholle, die sich wenige Meter über der Braunkohle befand (Tiefenangabe von der Oberkante der untersuchten Schicht nach unten).

Hangendes: Hilssandsteinschutt.

0 — 10 cm: Homogene schwarzbraune Mudde mit dünnen Zwischenlagen von hellem Sand.

- 10 — 20 cm: Wie vorher, unten blättrig.
- 20 — 45 cm: Blätterreiche Schicht („Blätterschicht“).
- 45 — 50 cm: Mehr muddeartig, weniger aufblättrnd.
- 50 — 53 cm: Hellgrauer Sand.
- 53 — 58 cm: Tonige Mudde.
- 58 — 85 cm: Tonige Mudde mit aufgearbeiteten Braunkohlenbrocken.
Darunter geschichteter lehmiger Feinsand mit immer größer werdenden Braunkohlenbrocken und gelblichbraunen verwitterten Sandsteinstückchen.

Profil Ia (vergl. Abb. 1) befand sich ca. 20 cm östlich von I. Die Schichtenfolge entspricht genau dem Profil I. Es diente zur Pollenanalyse.

Profil II (Abb. 2) lag 3 m westlich von I und Ia. Die Proben wurden von der Oberkante der schwarzbraunen Mudde zum Hangenden hin entnommen.

- 120 — 70 cm: Graue tonige Schichten von Bruchteilen von $\frac{1}{10}$ bis mehrere mm, wechsellagernd mit weißlichem Sand von gleich wechselnder Stärke.
- 70 — 65 cm: Stark humoser schwarzbrauner Ton, fast ohne Sand.
- 65 — 0 cm: Schutt aus sehr schwach gerundeten Sandsteingeröllen, z. T. noch ziemlich tonig mit sandigem Zwischenmittel.
- 0 — 10 cm: Schwarzbraune Mudde.

Profil III stammt ebenfalls von einer abgerutschten Scholle etwa 30 m östlich von I und II und etwa 10 m höher. Diese Scholle war von ihrem ursprünglichen Standort noch nicht weit entfernt.

- 0 — 15 cm: Grauer Ton mit hellen sandigen Zwischenlagen.
- 15 — 35 cm: Gut spaltende muddeartige schwarzbraune Schichten, der Blätterschicht entsprechend.
- 35 — 50 cm: Kompaktere dunkelgraubraune Schichten, stellenweise mit moosreichen Zwischenschichten.
- 50 — 60 cm: Schwarzbrauner Ton mit hellen Zwischenschichten.
- 60 — 100 cm: Dunkelgrauer Lehm mit Kohlebröckchen und helleren Gesteinstückchen.

Das Profil III befand sich etwa 12 m unter der Oberkante der Grubenwand.

Ein weiteres Profil wurde einige Meter nördlich von III an der ungestörten Grubenwand gewonnen, etwa 10—11 m unter ihrer Oberkante. Unter der Blätterschicht befand sich eine ca. 5—10 cm mächtige helle Sandschicht mit Hilsandsteingeröllen, darunter schwarzer, sandiger Ton mit kleinen Sandsteingeröllen und kohlgiger Substanz. Die Liegendgrenze war nicht aufgeschlossen. Die 40—45 cm mächtige Blätterschicht war, wie die spätere Untersuchung ergab, in sich gestört, offenbar durch die Ufernähe und eine dadurch bedingte häufige Umlagerung (THOMSON weist darauf hin, daß an den Ostufeln von Seen in Gebieten mit vorherrschenden Westwinden häufig derartige Umlagerungen stattfinden). Die Blätterschicht fiel ca. 20—30° nach Westen ein. Das Hangende der Blätterschicht war ein sandiger Ton mit reinen Tonlagen, übergehend in gelbbraunen Sand mit Hilsandsteingeröllen. Die Proben dieses Profils wurden als Einzelproben behandelt.

Außerdem wurden noch Proben untersucht, die bereits 1947 von Herrn Dr. H. GROSS (damals am Amt für Bodenforschung in Hannover) gesammelt und Herrn Prof. FIRBAS freundlicherweise zur Verfügung gestellt worden waren. Schließlich wurden noch zahlreiche nicht orientierte Stücke, die besonders gutes Fossilmaterial versprachen, zur Untersuchung mitgenommen. Das Alter dieser Proben ist pollenanalytisch bestimmt worden.

Insgesamt wurden so 3 Profile auf ihren Pollengehalt sowie eines davon und etwa 50 pollenanalytisch eindatierte Einzelproben auf ihre Großreste untersucht.

III. Die Arbeitsweise

Pollenanalyse: Die zur Pollenanalyse bestimmten Proben wurden nach 3 verschiedenen Verfahren behandelt.

a) Ein Teil der Proben wurde nach einer Angabe von Herrn Prof. THOMSON mit H_2O_2 behandelt. Die Stücke wurden zerkleinert, dann ca. 5 Minuten in 10%igem H_2O_2 erhitzt bzw. gekocht und durch ein feines Sieb gegossen. Danach wurden sie ausgewaschen und noch einige Minuten mit kalter 10%iger KOH behandelt, hierauf wieder ausgewaschen und in Glycerin aufbewahrt. Es wurde darauf geachtet, daß die verarbeitete Materialmenge möglichst gleich groß war und daß die Proben in möglichst der gleichen Menge Glycerin aufbewahrt wurden.

b) Ein anderer Teil der Proben wurde nach der üblichen Methode mit 10%iger KOH einige Minuten gekocht.

c) Einige sehr tonhaltige Proben wurden nach vorheriger Behandlung mit KOH oder H_2O_2 mit HF aufgeschlossen.

Es stellte sich heraus, daß bei der Behandlung mit H_2O_2 die Proben am besten aufgeschlossen wurden. Jedoch hatte diese Methode den Nachteil, daß die einzelnen Pollenkörner so stark aufgehellt wurden, daß sie mit Safraninrot angefärbt werden mußten, was wieder die Deutlichkeit in Bezug auf die Strukturen der Pollenkörner beeinträchtigte.

Bei der Behandlung mit KOH wurden die Proben zwar weniger gut aufgeschlossen, die Pollenkörner waren aber deutlicher zu erkennen, da sie nicht so stark aufgehellt worden waren.

Beim Auszählen der Proben wurde nach der v. Post'schen Methode vorgegangen. Die einzelnen Proben wurden jeweils bis auf 200 Baumpollen ausgezählt, bei sehr pollenarmen oder besonders haselreichen Proben wurden weniger Baumpollen (100 bzw. 50) ausgezählt. Die Haselpollen wurden nicht in die Baumpollensumme mit einbezogen. Auch *Acer* und *Salix* wurden ihres seltenen Vorkommens wegen außerhalb der Baumpollensumme gezählt. Die Baumpollendichte wurde auf Baumpollen je cm^2 bestimmt. Die Proben wurden bei etwa 500facher Vergrößerung ausgezählt.

Großrestanalyse: Die zur Untersuchung auf Großreste bestimmten Proben wurden während einiger Wochen mit 15%iger HNO_3 behandelt und dann in der gleichen Lösung so lange gekocht, bis sie zerfielen. Vor dem Kochen wurden sie noch vorsichtig gespalten, um besonders gut erhaltene Blattreste zu retten. Nach dem Kochen wurde die ganze Masse in ein feines Sieb getan, und die feinen Bestandteile wurden vorsichtig abgeschlämmt.

IV. Die Ergebnisse der pollenanalytischen Untersuchungen

1. Beschreibung der Diagramme

THOMSON hat 1951 bereits 2 Diagramme des Interglazials von Wallensen veröffentlicht (im folgenden als Th. „I“ und „III“ bezeichnet). Die Proben stammen ebenfalls von der Nordostwand des Aufschlusses und wurden 1946 und 1947 entnommen. THOMSON unterscheidet hierbei liegende autochthone Schichten (Detritusgyttja und z. T. ufernaher Schwemmtorf mit viel *Osmunda*), darüber allochthone Ablagerungen aus Sand, Schluff, Ton, Torf und Hilssandstein, die offenbar unter Zerstörung von Hochmooren (viel Ericaceenpollen und Sphagnumsporen, Reste von *Eriophorum vaginatum*) am Ende des Interglazials im arktischen Klima entstanden sind. Sie enthalten besonders im oberen Teil viel älteren interglazialen und tertiären Pollen auf sekundärer Lagerstätte.

Meine eigenen Profile, die infolge des fortschreitenden Abbaus nicht mehr so günstig lagen, bestätigen und ergänzen z. T. die Befunde THOMSON's.

Die Abfolge der Waldperioden stimmt, soweit nachgewiesen, mit jener überein, die für das letzte Interglazial aus Dänemark und verschiedenen Teilen des norddeutschen Flachlandes schon seit langem bekannt ist (JESSEN & MILTHERS 1928, WOLDSTEDT 1949, WOLDSTEDT, REIN & SELLE 1951). Mit THOMSON darf man hierin den Beweis erblicken, daß die Ablagerung von Wallensen in der Riß-Würm-(Saale-Weichsel-, Eem-)Interglazialzeit gebildet worden ist.

Profil Ia (Abb. 1): Der Anfang des Diagramms fällt in eine ausklingende Kiefern- und beginnende Hasel-Eichenmischwaldzeit; die Kiefer hat zunächst noch einen Wert von 75%. Zu Beginn der Hasel-Eichenmischwaldzeit dominiert die Ulme mit 31%, auch die Esche hat erstaunlich hohe Werte (23%). Esche und Ulme treten dann zurück, und es erfolgt der Anstieg der Eiche, die mit 41% ihren Höchstwert erreicht. Gleichzeitig steigt die Hasel weiter an, ihr Maximalwert beträgt 540% (zur gleichen Zeit mit dem Eichenmischwaldmaximum). Mit dem Rückgang der Eiche steigt die Ulme ein zweites Mal an (bis 49%) und mit ihr die Linde, die bisher nur mit wenigen % vertreten war. Zur Zeit des Lindenmaximums (29,5%) ist die Ulme wieder stark im Abfall begriffen, die Hasel hat noch Werte über 250%. Mit dem Rückgang des Eichenmischwaldes und der Hasel findet eine starke Ausbreitung der Hainbuche und zur gleichen Zeit ein schwacher Anstieg der Erlenkurve statt. Während der Hainbuchenzeit gehen die Eichenmischwald- und Haselwerte immer mehr zurück; gegen Ende der Hainbuchenzeit sind diese Holzarten nur noch mit Werten wenig über 0% vertreten. Die Hainbuche hat ein Maximum von 80%.

Der Anstieg von Tanne und Fichte beginnt zu der Zeit, da die Hainbuche noch durch relativ hohe Werte vertreten, aber schon im Rückgang begriffen ist. Die Tanne tritt hier erstmalig auf, während die Fichte schon durch das ganze Diagramm mit Werten unter 10% vorhanden war. Die Gipfel beider Arten fallen zusammen (Tanne: 16%, Fichte: 26%). Die Erle erreicht gleichzeitig mit Tanne und Fichte ihren höchsten Wert (20%), fällt dann aber schnell wieder zu wenigen % ab. Während des Abfalls der Fichte beginnt ein schwacher Anstieg der Kiefer. Während die Kiefernwerte weiter zunehmen, gehen die Birke wieder und die Fichte weiter zurück. Damit endet das Diagramm. Es erweitert die Befunde THOMSON's durch den Nachweis einer kiefernreichen Periode vor der Eichenmischwaldzeit und die ziemlich hohen Werte von *Fraxinus*. Die schwarzbraune Mudde mit sandigen Zwischenlagen im Hangenden deutet möglicherweise den Beginn der allochthonen Serie THOMSON's an, doch wurden hier keine Tertiärpollen gefunden. Solche konnten nur zu Beginn der Eichenmischwaldzeit in den drei untersten Proben reichlich festgestellt werden.

Profil III: Das hier nicht wiedergegebene Diagramm ist weniger vollständig als Ia, jedoch läßt sich auch hier eine sehr ähnliche Entwicklung erkennen. Es beginnt später als Ia. Die Hasel ist schon gleich mit Werten von über 300% vertreten, sie erreicht hier ein Maximum von über 900%. Die Gipfel der Kurven der einzelnen Komponenten des Eichenmischwaldes sind etwas mehr verwischt; es läßt sich keine zeitliche Aufeinanderfolge mit Sicherheit feststellen. Ebenso sind die Gipfel der Tannen- und Fichtenkurve nicht erfaßt worden. In den obersten Schichten läßt sich ein starker Anstieg der Ericaceen- und Sphagnumwerte erkennen, der auf eine Vermoorung hinweist. Tertiäre Pollen wurden fast nur in den beiden untersten und in der obersten Probe gefunden.

Profil II (Abb. 2): Es steht offenbar zu den „allochthonen“ Abschnitten der THOMSON'schen Diagramme in Beziehung. In den beiden untersten Proben,

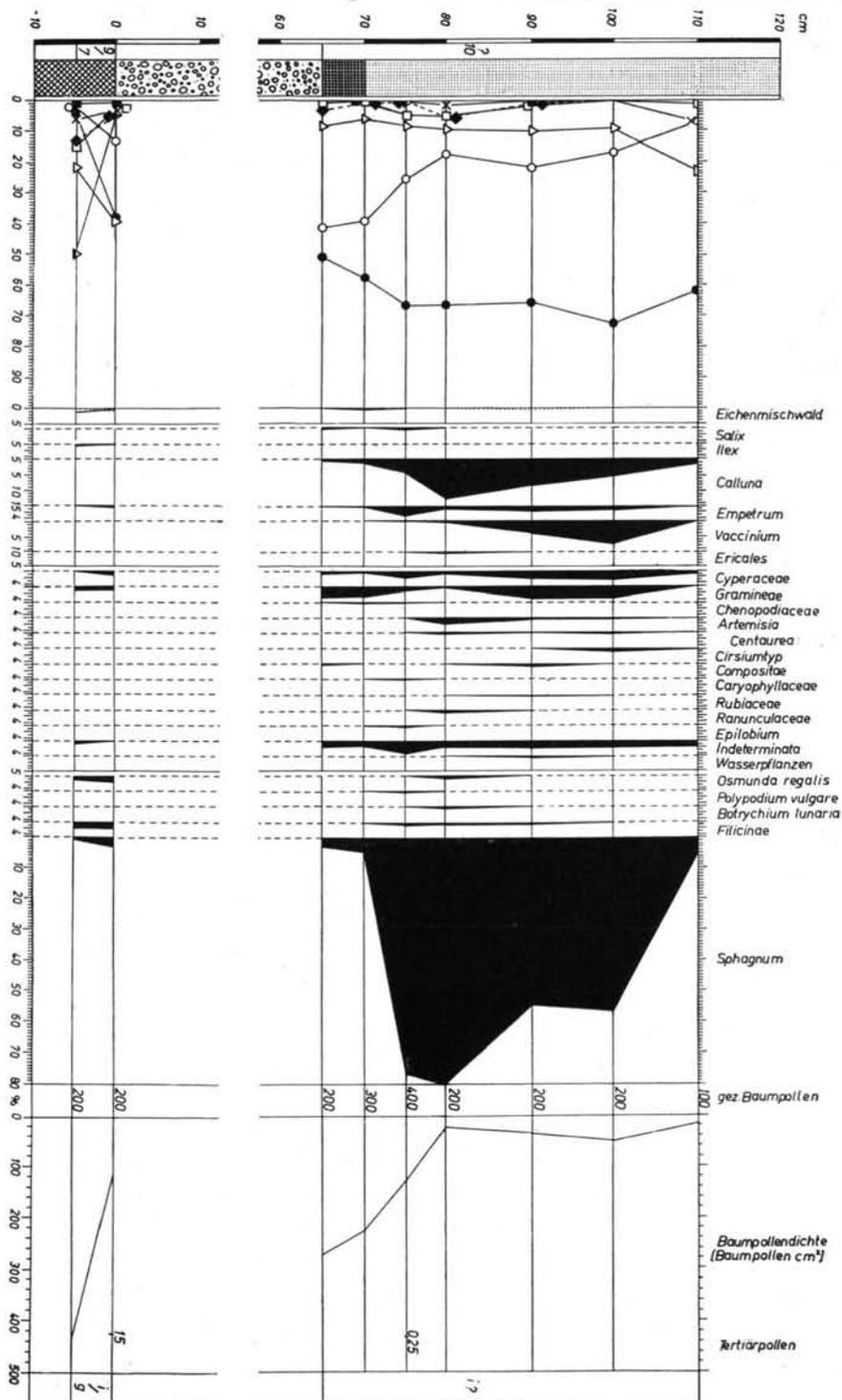
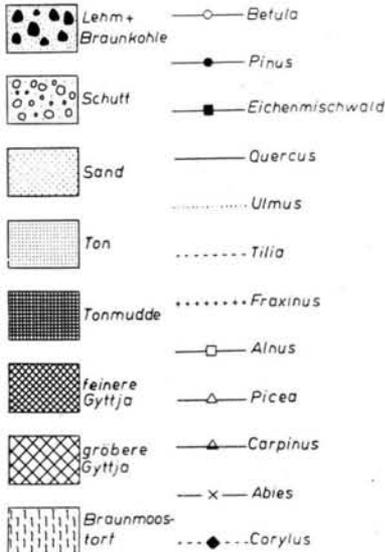


Abb. 2. Pollendiagramm von Profil II.



Zeichenerklärungen zu den
Abb. 1 und 2.

die noch zu den „autochthonen“ Schichten des Interglazials gehören, sehen wir ein Abfallen der Hasel-, Eichenmischwald-, Hainbuchen- und Tannenkurve und ein Ansteigen der Fichten-, Kiefern- und Birkenkurve. Es dürfte sich hier etwa um den Beginn der Fichtenzeit handeln. Darüber folgen 65 cm Schutt aus Hilssandsteingeröllen mit tonig-sandigem Zwischenmittel. Diese Schichten wurden nicht untersucht; es handelt sich hierbei, ebenso wie bei dem darüberliegenden mehr tonigen Material, sehr wahrscheinlich um periglaziale Bildungen (Fließerde usw.). Erst aus den darüber liegenden stärker tonigen Schichten wurden wieder Proben untersucht. Hier zeigt sich sogleich ein starker Anstieg der Hochmoorelemente — *Ericaceen* und *Sphagnum* —; ferner sind Kiefer und Birke stark vertreten, die Kiefer von 50% ansteigend auf über 70% bei 100 cm (bei 110 cm immer noch über 60%), die Birke von 41% abfallend auf 7% bei 110 cm. Die Fichte steigt von Werten zwischen 5 und 10% auf 23% bei 110 cm an. Eichenmischwald, Hasel, Hainbuche, Erle und Tanne sind nur spärlich vertreten, die Tanne in der obersten Probe mit 7%. Dieser spärliche Pollen könnte sich auf sekundärer Lagerstätte befinden. Die Baumpollendichte fällt von über 400 bis 500/cm² in den unteren auf unter 50/cm² in den obersten Proben. Einwandfrei tertiäre Pollenkörner konnten nur ganz wenige bestimmt werden; vielleicht gehört dazu noch ein Teil der sehr schlecht erhaltenen unbestimmbaren Pollen, die sich um etwa 5% bewegen und nur einmal 16% erreichen. Der Pollenführung nach besteht zwischen dem allochthonen Abschnitt THOMSON'S und dem Profil II eine ziemlich gute Übereinstimmung mit dem Unterschied, daß die Tertiärpollen in II schwächer vertreten sind. Ob die Kieferzeit des Profils II einfach eine Fortsetzung der Kieferzeit von Profil Ia ist, kann nicht entschieden werden. Auf Grund der liegenden Schuttmassen wäre es auch möglich, daß der Kieferzeit von Profil II bereits eine Zeit noch ungünstigerer Klimaverhältnisse vorausging. Es handelt sich also vielleicht um ein frühwürmglaziales Interstadial (vgl. SELLE 1952). Der Abbau der Schichten verhinderte eine weitere Untersuchung der Frage.

2. Die Gliederung der Waldentwicklung

Nach den 5 vorliegenden Diagrammen läßt sich nun die Waldentwicklung folgendermaßen gliedern (arabische Zahlen) und mit der dänischen Gliederung von JESSEN & MILTHERS (kleine Buchstaben) und der nordwestdeutschen Gliederung von SELLE (in WOLDSTEDT, REIN & SELLE 1951; römische Zahlen) vergleichen.

- 5 (e, V) : Kiefern-Eichenmischwaldzeit: *Pinus* vorherrschend, *Corylus* und die Bäume des Eichenmischwaldes in kräftiger Ausbreitung begriffen. *Picea*, *Alnus* und *Betula* mit geringen Werten vorhanden.
Grenze: *Pinus* × Eichenmischwald.

- 6 (f, VI) : Hasel-Eichenmischwaldzeit: *Corylus* fast durchweg häufiger als die Baumpollensumme. Nächstdem der Eichenmischwald vorherrschend. Weiter zu gliedern in:
- 6a (VIa) : Kiefern-Hasel-Eichenmischwaldzeit: Mit viel *Ulmus* (bis 46%) und *Fraxinus* (bis 23%) und noch reichlichem Auftreten von *Pinus*, mit wenig *Tilia* und noch ohne *Carpinus*.
- 6b (VIb) : Hasel-Eichenmischwaldzeit s. str.: Mit dem *Corylus*- und *Quercus*-Maximum (915 bzw. 62%). Mit viel *Ulmus*, beginnender Ausbreitung von *Tilia* und mit etwas *Carpinus*.
- 6c (VIc) : Hasel-Lindenzeit: Mit dem *Tilia*-Maximum (43%), dem *Corylus*-Abfall und der Ausbreitung von *Carpinus*.
Grenze: Eichenmischwald \times *Carpinus*.
- 7 (g, VIIa) : Hainbuchenzeit: *Carpinus* weitaus vorherrschend (bis 80%), *Pinus* und *Betula* sehr spärlich, in einzelnen Proben fast fehlend. *Picea* und *Alnus* in geringer Zunahme; gegen Ende Auftreten und erste Ausbreitung von *Abies*.
Grenze: *Abies* etwa 10%.
- 8 (g/h, VIIb?) : Tannenzeit: Bei gleichzeitigem Rückgang von *Carpinus* und Anstieg von *Picea* erreicht *Abies* ein Maximum (46%). *Alnus* ist ziemlich häufig (21%).
Grenze: *Picea* \times *Pinus*.
- 9 (h, VIII, IX) : Fichtenzeit: *Picea* vorherrschend, *Carpinus* und Eichenmischwald auf Werte unter 10% abgesunken. *Pinus* gegen Ende stark ansteigend.
Grenze: *Pinus* \times *Picea*.
- 10 (i, X) : Kiefernzeit: *Pinus* herrscht vor, nächstdem sind *Betula* und *Picea* häufig. Pollen anspruchsvoller Arten fehlt oder ist nur mit Werten unter 10% vorhanden (*Abies*, *Alnus*, *Carpinus*, Eichenmischwald). Unter den Nichtbaumpollen viel *Ericales* (besonders *Calluna*), außerdem viel *Sphagnum*. Vielleicht in einen älteren birkenreicheren (10a) und in einen jüngeren birkenärmeren (10b) Abschnitt zu gliedern.

V. Die Knospenschuppenanalyse

Die große Menge von Knospenschuppen in den Proben legte neben ihrer Bestimmung auch eine statistische Auswertung nahe. Die Beschreibung der einzelnen Gattungen bzw. Arten, die bestimmt werden konnten, wird an anderer Stelle erfolgen (Paläontologische Zeitschrift). Hier soll nur auf die statistische Auswertung eingegangen werden.

HESMER hat 1935 in einer Arbeit über Samen- und Knospenschuppenanalysen in postglazialen Mooren der Mark Brandenburg erstmals Diagramme von Knospenschuppen veröffentlicht und gezeigt, daß die quantitative Knospenschuppenanalyse eine wichtige Ergänzung zur Pollenanalyse und zu den Untersuchungen von sonstigen Großresten darstellt. In Abb. 3 ist nun das zu Profil I bzw. Ia (vergl. Abb. 1) gehörige Knospenschuppendiagramm dargestellt, wobei die Waldperioden links hinzugefügt sind. Für das Diagramm wurde die logarithmische Form der Darstellung gewählt und zwar, da $\log 1=0$, wurde für sämtliche Werte der $\log x + 1$ aufgetragen.

Die Eiche, die wegen der großen Schuppenzahl der Knospen und ihrer guten Erhaltungsfähigkeit sicher übervertreten ist, ist schon fast von der untersten

Probe an vorhanden. Ihre Höchstwerte liegen einmal in der Hasel-Eichenmischwaldzeit im Abschnitt 6a/b und dann in den Abschnitten 6c—7, also zur Zeit des Hainbuchenanstiegs und -Maximums und des Eichenmischwaldabfalls. Obwohl die Eiche im Pollengehalt um diese Zeit 10% kaum überschreitet, muß sie in der Nähe noch sehr häufig gewesen sein. Jedenfalls sind die Funde ein schöner Beweis dafür, daß die Eiche tatsächlich vom Beginn der Eichenmischwaldzeit bis zum Ende der Hainbuchenzeit in Wallensen vorhanden war.

Die Zitterpappel trägt an der einzelnen Knospe nur etwa halb soviel Schuppen wie die Eiche. Sie zeigt 2 Maxima, nämlich während des Eichenmischwaldanstiegs (6a/b) und während der Hainbuchenzeit (7). Während der Lindenzeit ist sie nur sporadisch anzutreffen.

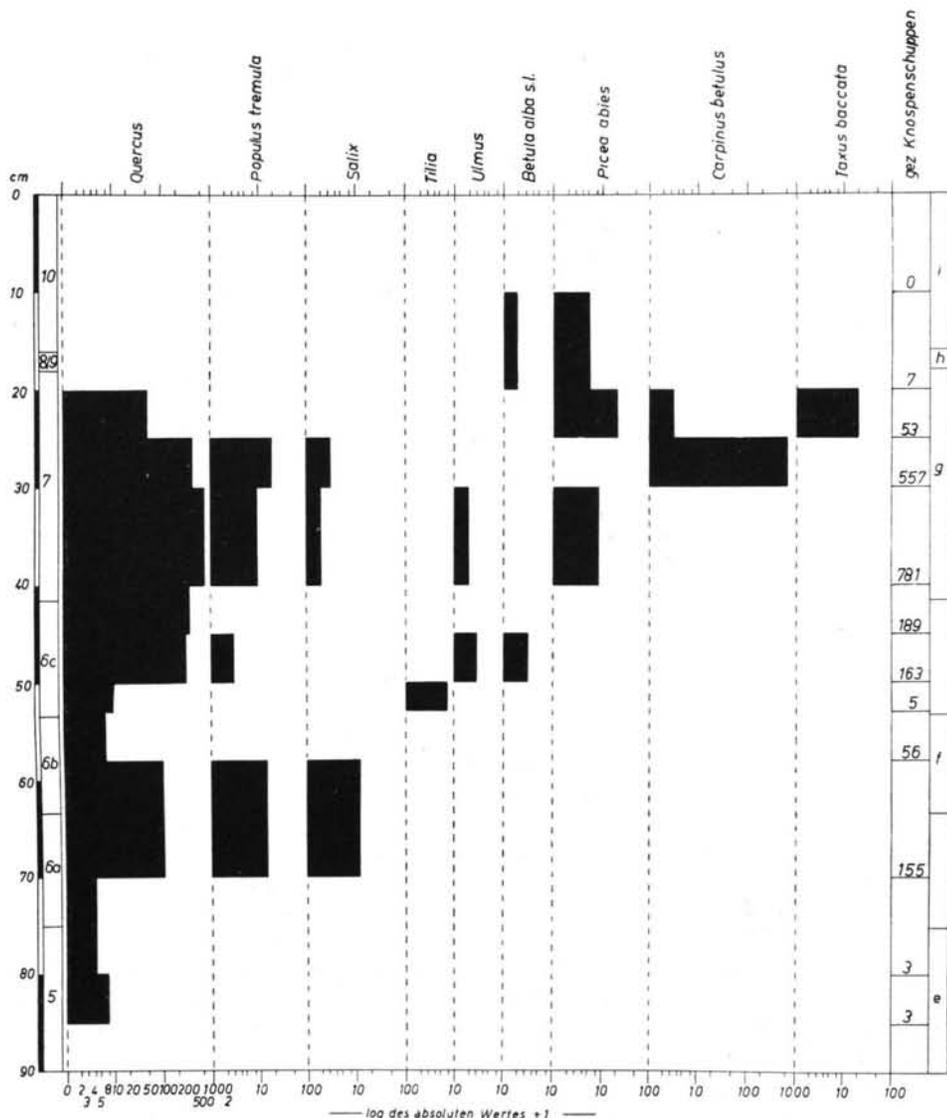


Abb. 3. Knospenschuppendiagramm von Profil Ia.

Die Häufigkeit der Weidenschuppen entspricht weitgehend dem Verhalten der Zitterpappel. Die Linde ist nur mit wenigen Schuppen aus der Zeit des Lindenanstiegs vertreten. Besonders schön ist der Fund von Ulmenschuppen, da sonst keine Makrofossilien von *Ulmus* gefunden worden sind. Sie stammen aus dem Ende der Hasel-Eichenmischwaldzeit (6c) und der älteren Hälfte der Hainbuchenzeit (7), wo die Pollenwerte für *Ulmus* schon unter 10% liegen.

Die Schuppen der Birke zeigen, daß nicht nur in den letzten Abschnitten des Interglazials, in denen hohe Birkenpollenwerte verzeichnet sind, Birken im Wallenser Walde wuchsen, sondern auch in der Eichenmischwaldzeit (6c) vereinzelte Bäume dort vorhanden waren, obwohl die Pollenhäufigkeit unter 1% liegt.

Die Fichte ist durch Schuppen von der Hainbuchenzeit bis in die Kiefernzeit vertreten, ihre Höchstwerte liegen in der Fichtenzeit. Auch zu der Zeit, da der Anstieg der Fichtenkurve mit Werten unter 5% beginnt, wurden einige Fichtenschuppen gefunden, die Fichte war also zur Zeit dieser geringen Pollenwerte schon in der Umgebung des Sees vorhanden. Schuppen der Hainbuche wurden nur im jüngeren Teil der Hainbuchenzeit, in diesem aber reichlich nachgewiesen.

Eibenschuppen traten nur in einer einzigen Probe aus dem Ende der Hainbuchenzeit auf, obwohl die Eibe durch andere Reste erheblich lange, vom Eichenmischwaldmaximum bis zum Ende der Hainbuchenzeit, in Wallensen nachgewiesen worden ist. Das liegt wohl an der außerordentlichen Zartheit der Eibenschuppen. Ihr Vorkommen scheint von sehr günstigen Erhaltungsbedingungen abhängig zu sein. Anscheinend sind sie sonst noch nirgends nachgewiesen worden.

Knospenschuppen der hier erwähnten Arten wurden auch in zahlreichen Einzelproben in \pm großer Menge gefunden. Sie sollen im nächsten Kapitel mit aufgeführt werden.

Besäße man nur das Knospenschuppendiagramm, so kämen zwar einige Züge der interglazialen Waldentwicklung richtig heraus, aber wesentliche Teile blieben unbekannt (vergl. z. B. das Fehlen von *Corylus*, *Abies* und *Pinus* unter den Schuppen). Aus einem Vergleich des Knospenschuppendiagramms mit dem Pollendiagramm geht also hervor, daß man die Knospenschuppenanalyse zwar als gute Ergänzung zur Pollenanalyse verwenden kann (*Populus*, *Taxus*), daß man aber die Funde mit sehr großer Vorsicht deuten muß und sich auf keinen Fall verleiten lassen darf, aus hohen Werten nun auf die Vorherrschaft einer bestimmten Baumart oder aus dem Fehlen von Schuppen auf ihr tatsächliches Fehlen zu schließen.

Wertvoll sind die Funde von Schuppen in Proben, in denen der Pollen der betreffenden Art oder Gattung nur wenige %, z. T. unter 1%, ausmacht und daher das Vorkommen der Art im Gebiet nicht belegt. Es wäre wertvoll, einmal Versuche an einzelstehenden Bäumen zu machen, wieweit die Knospenschuppen vertragen werden, oder Oberflächenproben in reinen Beständen und in Mischwäldern auf ihre Zusammensetzung an Knospenschuppen zu untersuchen.

VI. Die übrigen Makrofossilien ¹⁾

1. *Coenococcum geophilum*: Etwa 200 Sklerotien. In 8 selten, 8/9 und 9 häufig, 9/10 sehr häufig. Besonders in an organischem Material reichen Schwemm-

¹⁾ Bei den Angaben über die Häufigkeit bedeuten: sehr selten 1—5, selten 5—20, häufig 20—100, sehr häufig über 100 Stück. Die arabischen Zahlen geben die Waldperioden an (vergl. S. 104), z. T. sind mit römischen Zahlen auch die Profile erwähnt. Alle Funde wurden morphologisch und anatomisch eingehend untersucht und verglichen. Eine nähere Beschreibung wird hier aber nur bei seltenen und schwierig zu bestimmenden Arten gegeben.

torfproben, zusammen mit viel Coniferenresten. Nach C. A. WEBER (1914) ist *Coenococcum geophilum* in aus terrestrischem Humus gebildeten oder solchen enthaltenden Böden von Heiden und Wäldern Europas weit verbreitet.

2. *Sphagnum* sp.: Sporen vereinzelt in Ia 7, III 6 a/b (—10%). Anstieg in 7, 8, 9 und 10 (in Ia nur schwach ausgeprägt, in III starker Anstieg bis über 50%. In II 10? bis zu 80%). In den beiden THOMSON'schen Diagrammen im Abschnitt 10 ebenfalls starker Anstieg der Ericaceen- und Sphagnumkurve.

Nicht näher bestimmbare Blattreste wurden vereinzelt in den Abschnitten 9 und 10 gefunden. THOMSON erwähnt aus seinem allochthonen Teil ebenfalls viele Blattreste.

3. *Aulacomnium palustre* Schwgr.: Etwa 10 Stämmchen. In 6a/b selten, in 10 sehr selten.

4. *Leucodon sciuroides* L.: In 6a/b, 6b/c und 6c sehr selten.

5. *Neckera complanata* Hüb.: In 6a/b, 6b/c und 6c sehr selten, in 7 selten.

6. *Fontinalis antipyretica* L.: In 9 sehr selten, 10 selten.

7. *Drepanocladus fluitans* Warnst.: In 6a/b, 6b, 6b/c und 6c häufig, in 7, 8, 9 und 10 selten. Von 6a bis 10.

8. *Drepanocladus exannulatus* Gumb.: In 9 sehr selten.

9. *Polytrichum strictum* Banks.: In 9 sehr selten.

Dr. F. KOPPE (Bielefeld) hatte die große Freundlichkeit, die von mir bestimmten Moose nachzuprüfen und die *Drepanocladus*-Arten zu bestimmen, wofür ich ihm herzlich danke.

10. *Lycopodium* cf. *inundatum* L.: Eine Spore in Ia Abschnitt 6b.

11. *Lycopodium* cf. *complanatum* L.: Eine Spore in Ia 6a.

Perisporlose Farnsporen (im Diagramm unter Filicinae) vereinzelt in Ia 6c, 7, 8, 9, 10, III 7, 8, 9, 10, II 10?

12. *Botrychium lunaria* Sw.: Eine Spore in III 10 und eine in II 10?

13. *Polypodium vulgare* L.: In Ia 7 zwei Sporen und in II 10? eine Spore.

14. *Osmunda regalis* L.: Sporen vereinzelt in 5, 6a/b, 6c/7, 7, 8, 9 und 10. In TH. III über 60% in 9/10.

Blattreste in 8/9 selten. — Zu *Osmunda* gehören vielleicht auch treppenförmige Farnttracheiden, die zusammen mit den Blattresten gefunden worden sind. Die Übereinstimmung der Blattreste mit rezentem Vergleichsmaterial ist vollkommen. Die nordamerikanischen Arten *Osmunda cinnamomea* und *claytoniana* sind ganz anders.

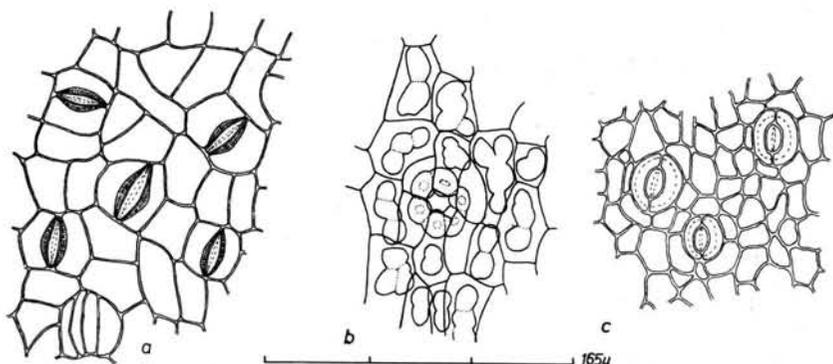


Abb. 4. a) *Viscum album*, Epidermis; b) *Taxus baccata*, Epidermis; c) *Ilex aquifolium*, Epidermis.

15. *Taxus baccata* L.: Über 1000 Nadeln: In 6a/b sehr häufig, 6b häufig, 6b/c sehr häufig, 6c/7 häufig, 7 sehr häufig, 7/8 sehr selten. — 11 Samen: In 6a/b selten, 6b, 6b/c und 6c sehr selten. — Holz: In 6a/b und 6b/c selten. — 11 Knospenschuppen: In 6c sehr selten, in 7 selten. — Mikroskopische Reste also von 6a bis 7.

Nadeln: Von den Nadeln existiert meist nur noch die schlauchartige, mit ihren Spaltöffnungsfeldern sehr bezeichnend gebaute Epidermis (Abb. 4b, vergl. FLORIN 1931), sowie ein unkenntliches, zur Bestimmung nicht mehr brauchbares Leitbündel.

16. *Abies alba* Mill.: Pollenkörner: Erstes Auftreten gegen Ende von 7 (Ia) bzw. bei TH. I und III etwa in 6c. Ausbreitung gegen Ende von 7. Maximum in 3 (Ia 16%, III 4%, TH. I 27%, TH. III 46%, Einzelprobe 51%). Abfall gegen Ende von 8 (in Ia fallen 8 und 9 zusammen, in III nicht erfaßt). In TH. I in 9 nur noch etwa 2—3% bis in 10. In TH. III noch stärker vertreten, aber zeitlich nicht genau zu erfassen. In I 10a nicht mehr vorhanden. — Über 500 Nadeln: In 7/8 sehr selten, 8 sehr häufig, 8/9 selten, 9 häufig. — Über 200 Samen: In 7/8 sehr selten, 8 sehr häufig, 8/9 häufig, 9 sehr häufig. — Holz: In 7/8 sehr selten, 8, 8/9 und 9 selten. — Über 100 Fruchtschuppen: In 7/8 selten, 8, 8/9 und 9 häufig.

Unter den Holzresten wurde besonders Wurzelholz gefunden.

17. cf. *Larix*: THOMSON erwähnt aus dem Abschnitt 8 einige ca. 80 μ große, stark gefaltete Pollenkörner, die vielleicht der Gattung *Larix* angehören können.

18. *Picea* sp.: Pollenkörner: In Spuren schon in 5 und 6 (zusammenhängend), Anstieg Mitte bis Ende von 7 und 8. Maximum in 9 (Ia 26%, TH. I 58%, TH. III 59%, Einzelprobe 58%). In Ia 10a noch über 10%, in 10b unter 10%. TH. I in 10 noch zwischen 15 und 20%. In den allochthonen Schichten in wechselnder Menge. — Kleine Piceapollen, die der *Picea omoricoides* angehören könnten, wurden nicht gefunden. — Holz: In 7/8 sehr selten, 8, 8/9 und 9 selten.

18a. *Picea abies* (L.) Karsten: Über 300 Nadeln: In 6b/c sehr selten, 6c selten, 6c/7 sehr selten, 7 sehr häufig, 7/8 selten, 8 häufig, 8/9 und 9 sehr häufig. — Über 150 Samen: In 6c sehr selten, 7 häufig, 7/8 und 8 selten, 8/9 häufig, 9/10 und 10 selten. — 87 Knospenschuppen: In 6c sehr selten, 7 häufig, 7/8 sehr selten, 8, 8/9 und 9 selten, 9/10 sehr selten. — 5 Zapfen: In 9. — Makroskopische Reste also von 6b bis 9.

Auf der Ober- und Unterseite der Nadeln befinden sich je 2 Spaltöffnungstreifen, die in der Mittelzone je einige Reihen mit in der Längsrichtung gestreckten amphizyklischen Spaltöffnungsapparaten besitzen (Unterschied zu *Picea omoricoides* vergl. WEBER 1898, über die Epidermis vergl. FLORIN 1931).

Die Länge der fossilen Zapfen beträgt etwa 8—13 cm. Die Zapfenschuppen sind rhombisch vorgezogen und vorne \pm zugespitzt, sie stimmen völlig mit rezenten Schuppen von *Picea abies* s. str. und nicht mit den vorne abgerundeten Schuppen von *P. obovata* überein.

19. *Pinus* sp.: Pollenkörner: In Ia in 5 noch über 70%, aber abfallend, in 6a und 6b weiter abfallend. In 6c und 7 nur noch spurenweise (bzw. in TH. I und III noch zwischen 5 und 10% in 6c). Anstieg beginnt wieder gegen Ende von 7 bzw. weiter in 8 und 9. In 10 weiterer Anstieg bis auf 80% (III) bzw. fast 90% (Ia), TH. I 73%, TH. III nur 21% (anscheinend nicht erfaßt). Im allochthonen Abschnitt in wechselnder Menge, jedoch stets über 40%. — Holz: In 8/9, 9 und 9/10 selten. — 28 Nadeln: In 8 und 9 selten. — 10 Samen: In 9 sehr selten, 9/10 selten, 10 sehr selten.

Die Epidermis der Nadeln war fast vollständig zerstört, so daß danach nicht mehr festgestellt werden konnte, ob es sich um *Pinus silvestris* oder *P. mugo*

handelte. Es ist aber wahrscheinlich, daß die Nadeln, die gemeinsam mit den anderen *Pinus*-Großresten gefunden wurden, von *P. silvestris* stammen.

19a. *Pinus silvestris* L.: 44 Zapfen: In 8 selten, 8/9 sehr selten, 9 häufig, 9/10 und 10 sehr selten. —

Die Länge der fossilen Kiefernzapfen schwankt zwischen 1,5 und 4,4 cm (Mittelwert: 2,7 cm) bei insgesamt 44 gemessenen Zapfen. Die Schuppen sind relativ schmal, ihre Kanten sind nur schwach aber doch deutlich gerundet.

20. *Batrachium* sp.: 2 Früchtchen in 9.

21. *Thalictrum* sp.: Ein Pollenkorn in III 6b und ein weiteres in 8 (Einzelprobe).

22. *Nymphaea alba* L.: 56 Samen: In 6a/b sehr selten, 6b/c selten, 6c und 6c/7 sehr selten, 7 selten. — Von 6a bis 7.

23. *Brasenia purpurea* Michx.: Etwa 160 gut erhaltene und einige beschädigte, zur Messung unbrauchbare Samen. In 6a/b sehr häufig, 6b sehr selten, 6b/c häufig, 6c selten. — Von 6a bis 6c.

Von den Samen besaßen 92 keinen Deckel, 62 hatten einen Deckel, und 4 waren Zweiersamen (deformiert). Für die statistische Auswertung wurden die Samen mit Deckel und ohne Deckel getrennt gemessen. Die Messungen wurden mit einem Meßokular auf 0,05 mm Genauigkeit durchgeführt; es wurde je eine Messung in der Längsrichtung und eine in der Querrichtung des Samens vorgenommen. Die Längenwerte bei den Samen ohne Deckel schwanken von 2,8 bis 4,0 mm (Mittelwert: 3,31 mm), die Breitenwerte von 2,15—3,1 mm (Mittelwert: 2,67 mm). Bei den Samen mit Deckel schwanken die Längenwerte von 2,75—4,0 mm (Mittelwert: 3,44 mm), die Breitenwerte von 2,1—3,05 mm (Mittelwert: 2,65 mm). Für den Deckel kann man also etwa eine Größe von 0,13 mm annehmen.

H. KOCH hat 1931 umfangreiches rezentes Samenmaterial von *Brasenia* untersucht, um die von SZAFFER (1925) versuchte Trennung von Unterarten auf Grund der Größenvariabilität zu prüfen. Es stellte sich aber heraus, daß diese Trennung nicht möglich ist. Für ein größeres japanisches Material von bedeckelten Samen hat H. KOCH folgende Werte ermittelt: Länge: 2,9—4,1 mm, Breite: 2,0—3,1 mm. Die mittleren Werte liegen bei KOCH für die Länge bei 3,6 mm, für die Breite bei 2,4 mm. Für den Deckel gab KOCH im Mittel 0,14 mm Größe an. Das fossile Material von Wallensen stimmt also recht gut mit dem rezenten japanischen Material von KOCH überein. Die um sehr wenig höheren Breitenwerte der fossilen Samen lassen sich gut durch Deformation bei der Fossilisation erklären. Höckerzellen wurden nur bei sehr wenigen Samen an dem der Mikropyle entgegengesetzten Pol festgestellt (9 Samen des gesamten Materials).

Brasenia purpurea ist in Europa bekanntlich nur in tertiären und interglazialen Ablagerungen mit Sicherheit nachgewiesen worden.

In ihrem heutigen Verbreitungsgebiet (atlantisches Nordamerika, Ostasien, Afrika, Australien) wächst *Brasenia* hauptsächlich in langsam verlandenden Vereinen (auf tonigen, sandigen, schlammigen Böden), die an eine wenig (ca. 2 m) tiefe Zone entlang des Ufers gebunden sind. *Brasenia* befindet sich im allgemeinen innerhalb der Verlandungszone an offenen Stellen, sog. Seefenstern (STOLLER 1908). In Wallensen wurde *Brasenia* in den Schichten, die offenbar im tieferen Wasser abgesetzt worden waren, niemals gefunden. Sie kam immer in moosreichen Schichten vor (mit *Drepanocladus* u. a.), die in der Nähe des Ufers gebildet worden waren.

24. *Ceratophyllum demersum* L.: 35 Früchte: In 5/6a sehr selten, 6a/b selten, 6b/c häufig, 6c sehr selten. — Von 5–6c, (Zur Bestimmung und Verbreitung vgl. BACKMAN 1943).

25. cf. *Ribes*: THOMSON erwähnt aus dem Abschnitt 8 einige Pollenkörner, die vielleicht der Gattung *Ribes* angehören können.

26. *Rubus idaeus* L.: 13 Steinkerne, etwa 2 mm lang: In 5, 5/6a und 8/9 sehr selten, 9 selten.

27. *Rubus fruticosus* s. l. L.: 1 Steinkern von 2,8 mm Länge in 8/9.

28. *Comarum palustre* L.: 70 Nüßchen: In 7/8 sehr selten, 8 und 8/9 selten, 9 häufig, 9/10 selten. (Zur Bestimmung vergl. RUDOLPH 1917.)

29. *Sanguisorba officinalis* L.: 1 Pollenkorn in III in 10.

30. *Epilobium* sp.: 1 Pollenkorn in II in 10?

31, 32, 33a. *Tilia* sp.: Pollenkörner: Erstes Auftreten gegen Ende von 5, in 6a und 6b schon in zusammenhängender Kurve, aber noch unter 10%. Anstieg gegen Ende von 6b. Maximum in 6c (Ia 29,5%, III 17%, TH. I 23%, TH. III 43%, Einzelproben (6c) 68% und 55,5%). Abfall gegen Ende von 6c. Zu Beginn von 7 noch über 10%, dann weiter abnehmend aber während 7 noch immer zwischen 0 und 5%. In 8, 9 und 10 nur noch vereinzelt (in III), in 10b nicht mehr.

Versuche, zu einer sicheren Artbestimmung der Pollen zu gelangen, führten zu keinem überzeugenden Ergebnis und sollen daher nicht besprochen werden. Knospenschuppen: In 6a/b sehr selten, 6b/c selten, 6c sehr selten.

31. *Tilia cordata* MILL.: Etwa 35 ± gut erhaltene Früchte und einzelne Carpelle. In 6a/b selten, 6b sehr selten, 6b/c und 6c selten, 7 sehr selten.

Länge der Früchte einschließlich verbleibendem Griffelrest etwa 5–9 mm. Form verkehrt eiförmig, seltener kugelig, asymmetrisch. Auf dem Endokarp keine Rippen, Carpelle nur durch Nähe verbunden. Abbruchstelle des Fruchstiels nicht umwallt. Griffelansatz stielchenartig verlängert, ca. 0,5 mm Durchmesser.

32. *Tilia platyphyllos* Scop.: Etwa 80 Früchte und einzelne Carpelle (Abb. 5b). In 6a/b, 6b, 6b/c, 6c und 7 selten.

Länge einschließlich verbleibendem Griffelrest etwa 6–10 mm. Form kugelig-eiförmig. Größte Breite in der Mitte, seltener im oberen Drittel. Rippen auf dem Endokarp im unteren Teil sehr kräftig, die Abbruchstelle des Fruchstiels wallartig umwachsend, bis oben deutlich. Griffelansatz kurz, knopfförmig, dick, bis 1 mm Durchmesser.

Rezente Früchtchen von *Tilia intermedia* HAYNE zeigen alle Übergänge zwischen *T. cordata* und *platyphyllos*. Sie gleichen bald mehr dem einen, bald mehr dem anderen Elter. Auch bei dem fossilen Material fanden sich vereinzelt solche

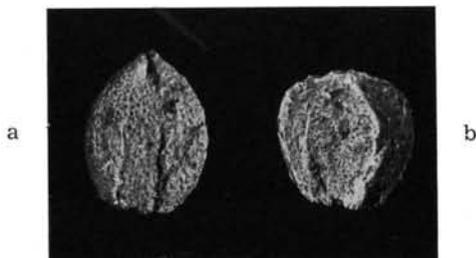


Abb. 5. a) *Tilia tomentosa*, Früchtchen (2,3x vergr.); b) *Tilia platyphyllos*, Früchtchen (2,3x vergr.).

Übergangsformen, die nicht sicher bestimmbar sind und deshalb hier nicht aufgeführt werden sollen.

33. *Tilia tomentosa* MOENCH: Etwa 100 Früchte und einzelne Carpelle (Abb. 5a). In 6a/b und 6b sehr selten, 6b/c selten, 6c häufig, 7 selten.

Länge etwa 6—10 mm. Form ellipsoidisch, seltener kugelig. Rippen auf dem Endokarp nur im unteren Teil schwach vorhanden, Wall an der Abbruchstelle des Fruchtstiels angedeutet, im oberen Teil nur feine Nähte. Frucht in den Griffelrest allmählich schnabelartig vorgezogen.

BAAS (1931) glaubte in der fröhdiluvialen Ablagerung von Schwanheim neben *Tilia platyphyllos* auch *T. tomentosa* nachweisen zu können. Seine Abbildungen von fossilen *tomentosa*- und *platyphyllos*-Früchten zeigen die erwähnten Unterschiede und stimmen gut mit den Früchten von Wallensen überein. In Rinersdorf (STARK, FIRBAS & OVERBECK 1932) wurden ebenfalls Früchte gefunden, die als *Tilia platyphyllos vel tomentosa* beschrieben wurden. Ich konnte das fossile Material von Rinersdorf (Sammlung FIRBAS) mit dem Wallenser Material vergleichen, wobei sich herausstellte, daß die Früchte von Rinersdorf sämtlich der *Tilia tomentosa* angehörten. PIECH (1932) zeigt Abbildungen, die als *Tilia platyphyllos* beschrieben wurden. Sie lassen aber erkennen, daß es sich hierbei auch um *Tilia tomentosa* handelt (PIECH 1932, Taf. V, Fig. 76). Vielleicht ist *T. tomentosa* auch sonst früher nicht erkannt und zu *platyphyllos* gerechnet worden, so daß eine Revision älteren Materials noch weitere Funde ergäbe.

Die Beschaffenheit der Oberfläche des Endocarps eignet sich nicht zur Unterscheidung von *T. tomentosa* und *platyphyllos*, da die Höcker und Warzen offenbar durch die Fossilisation herausgearbeitet werden.

Heutige Verbreitung (Abb. 6): Syrien und Bithynien (und vielleicht westlicher Kaukasus), nord- und nordwestwärts bis Südwestrußland, Rumänien,

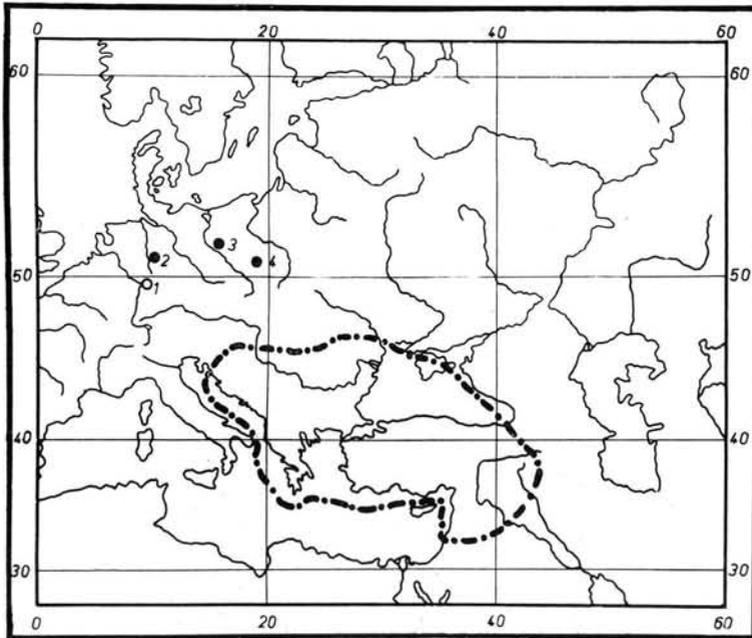


Abb. 6. Heutige Verbreitung von *Tilia tomentosa* (nach SCHMUCKER 1942).
 ○ fröhdiluvialer Fundpunkt; ● interglaziale Fundpunkte. 1) Schwanheim,
 2) Wallensen, 3) Rinersdorf, 4) Wielun.

Siebenbürgen, Süd- und Ostungarn, westwärts bis zum Plattensee, Serbien, Kroatien (Arealkarte bei SCHMUCKER 1942).

34, 35a. *Acer* sp.: Pollenkörner vereinzelt in 6a, 6b, 6c/7 und 7, sämtlich in gutem Erhaltungszustand.

34. *Acer campestre* L.: Etwa 70 Früchtchen. In 6a/b häufig, 6b sehr selten, 6b/c und 6c selten, 7 sehr selten. — Von 6a—7. Die Früchte besaßen z. T. noch Reste des Flügels.

35. *Acer platanoides* L.: 5 Früchtchen, teilweise noch mit Resten des Flügels: In 6c und 7 sehr selten.

36. *Ilex aquifolium* L.: Pollenkörner in 5 zwischen 5 und 10%, hier möglicherweise tertiären Ursprungs. In 6a, b, c bis zu 5%, in III 6c über 5%. In 7 vereinzelt noch bis zu 2%. In 8—10 sehr selten. — 43 Steinkerne: In 6b/c, 6c und 7 selten. — Blattreste (vergl. Abb. 4c): In 6b/c, 6c und 7 selten. Großreste also insgesamt von 6b—7.

37. *Rhamnus frangula* L.: Ein Steinkern in 9.

38. *Hedera helix* L.: Pollenkörner vereinzelt in 6a, b, c und 7; in Th. III in 6c bis zu 6%.

Umbelliferae: Pollenkörner in Einzelproben aus 6b und 6c vereinzelt.

39. *Quercus* sp.: Pollenkörner: Von Beginn der Ablagerung schon in zusammenhängender Kurve. Anstieg gegen Ende von Abschnitt 5 (in Ia) bzw. in 6a/b (III). Maximum in 6b (Ia 41%, Th. I 61%, Th. III 63%). Abfall gegen Ende von 6b bzw. in 6c; in 7 noch zusammenhängend, in wechselnden Verhältnissen schwankend, aber meist unter 10%. In 10 z. T. noch vorhanden, aber unter 5%. — Etwa 5000 Knospenschuppen: In 5 und 5/6a sehr selten, in 6a/b, 6b, 6b/c, 6c, 7 und 7/8 sehr häufig, 8 selten, 8/9 sehr selten. — Etwa 40 Cupulae: In 6a/b häufig, 6b sehr selten, 6b/c selten, 6c und 7 sehr selten. — Eicheln: In 6a/b sehr selten, 6b/c selten. — Makroskopische Reste also von 5—9.

Häufig fanden sich Bruchstücke sowie auch ganze Cupulae und Eicheln. Eine Artunterscheidung ist sehr schwierig und unsicher. Eine relativ gut erhaltene Eichel besaß eine fast sitzende, oben lappig verbreiterte Narbe, die für *Quercus petraea* charakteristisch ist, während bei *Qu. robur* die Narben etwas gestielt und mehr zugespitzt sind (vgl. KIRCHNER, LOEW & SCHRÖTER). Zu einer sicheren Artdiagnose genügen diese Unterschiede aber noch nicht.

40. *Quercus* cf. *robur* L.: 2 relativ gut erhaltene Blätter und Blattreste in 6c und 7.

Die Blätter von *Quercus robur* sind im Gegensatz zu *Qu. petraea* mehr unsymmetrisch und nur sehr kurz gestielt. Auf jeder Seite des Blattes befinden sich 4—5 Lappen, die bei *Qu. robur* stumpflich abgerundet sind, während sie bei *Qu. petraea*, die beiderseits 5—7 Lappen besitzt, etwas mehr zugespitzt sind. Die Seitennerven verlaufen bei *Qu. robur* im allgemeinen auch in die Buchten, während sie bei *Qu. petraea* in die Lappen und nur am Blattgrund in die Buchten verlaufen (vgl. Gross 1933). Die schwächeren Nerven zwischen den Seitennerven verlaufen bei *Qu. petraea* ziemlich parallel, bei *Qu. robur* ziemlich unregelmäßig. Die Blätter sind bei *Qu. robur* am Grunde geöhrt, während sie bei *Qu. petraea* keilig in den Stiel verlaufen. Alle diese für *Qu. robur* weitgehend bezeichnenden Merkmale treffen bei dem besonders gut erhaltenen fossilen Blatt zu bis auf das Fehlen des Blattgrundes.

Es ist möglich, daß in Wallensen beide Eichen-Arten vorgekommen sind.

41. *Alnus* sp.: Pollenkörner: In 5 mit Werten um 10%, in 6a zunächst noch über 5%, dann weiter abfallend auf unter 5% in 6a/b, b und c (Ia), bzw. in III

in 6a/b noch zwischen 10 und 20%, 6b dann wieder zwischen 20 und 25%, 6c unter 5%. Anstieg gegen Ende von 6c, in Ia weiter ansteigend in 7, in 8/9 Maximum (26%), in III 16,5%, in TH. I gegen Ende von 8 6%, TH. III 21% (8/9?). Gegen Ende von 9 Abfall bis 10b unter 5% in III, bzw. 0% in Ia, TH. I 0%, TH. III unter 5%. — Holz: In 7/8, 8 und 8/9 sehr selten.

41a. *Alnus glutinosa* (L.) GAERTNER: Über 100 Nüßchen: In 7, 7/8 und 8 häufig, in 8/9 und 9 selten, in 9/10 sehr selten. — Insgesamt also von 7—10.

Frucht mit \pm gut erhaltenen, nicht durchscheinenden, dicken Flügeln, die also nur undeutlich von der Frucht abgesetzt sind. Bei *Alnus incana* hebt sich der Flügel dagegen deutlich von der Frucht ab.

42. *Betula* sp.: Pollenkörner: In 5 und 6a/b noch in zusammenhängender Kurve, aber unter 10% (Ia), bzw. in III von 12—17%, in 6a/b auf unter 5% gegen Ende von 6a/b abfallend. In beiden Diagrammen THOMSON'S in 6a/b ebenfalls unter 5%. In 6c nur noch vereinzelt auftretend, in 7 vereinzelt bzw. fehlend. Gegen Ende von 7 Anstieg zu höheren Werten in 8 und 9. In 10a Maximum von 20,5% (Ia), bzw. 45% (III). In 10b wieder Abfall auf unter 10%. In TH. I in 10 weiter ansteigend, aber unter 10%, in TH. III in wechselnden Verhältnissen zwischen 10 und 20% schwankend.

42a. *Betula alba* L. s. l.: Etwa 130 Nüßchen ohne Reste des Flügels: In 6b, 6b/c und 6c sehr selten, 7 selten, 7/8 sehr selten, 8 häufig, 8/9 selten, 9 häufig, 9/10 sehr selten. — 12 Knospenschuppen: In 6a/b, 6b/c, 6c, 8/9, 9 und 9/10 sehr selten. — 3 beschädigte und daher nicht näher bestimmbare Fruchtschuppen im Abschnitt 9. — Holzreste: In 7/8, 8, 8/9, 9 und 9/10 sehr selten. — Makroskopische Reste also insgesamt von 6a—10.

43, 44a. *Corylus* sp.: Pollenkörner in 5 von 7% auf 80% ansteigend, in 6a und 6b weiterer Anstieg, Maximum: in 6b bei 540% (Ia), bzw. 915% (III). In 6c und zu Beginn von 7 starker Abfall, dann allmählich weiter abfallend. In 8 und 9 unter 10%, in 10 nur noch vereinzelt auftretend.

Auffallend sind die außerordentlich hohen *Corylus*-werte des Abschnittes 6b, die die Baumpollensumme mehrfach übersteigen (auch *Corylus colurna*? vgl. 44).

Bekanntlich nehmen die meisten Autoren das Vorhandensein ausgedehnter Haselhaine oder -wälder im frühen Postglazial an (vgl. die nähere Erörterung der Frage bei FIRBAS 1949). Für die haselreichen interglazialen Abschnitte ist, da die *Corylus*-werte oft noch höher sind, gleiches erst recht anzunehmen.

Zum Unterschied von dem postglazialen borealen Haselmaximum, das in Nordwestdeutschland, entlang der Ostseeküste, in den westlichen Mittelgebirgen und in einigen südwestlichen Landschaften besonders ausgeprägt ist (vgl. FIRBAS 1949) und dort deutlich vor das Eichenmischwaldmaximum fällt, ist das interglaziale Haselmaximum in Nord- und Nordwestdeutschland, in Dänemark und anderen Landschaften gleichzeitig mit dem Eichenmischwaldmaximum (JESSEN & MILTHERS 1928, STARK, FIRBAS & OVERBECK 1932, WOLDSTEDT, REIN & SELLE 1951).

43. *Corylus* cf. *avellana* L.: Holz in 6a/b sehr selten.

Nach HUBER & ROUSCHAL (in FREUND 1951) hat das Holz von *Corylus colurna* in seinen weiteren Gefäßen durchschnittlich weniger und weiter gestellte Leitersprossen als das von *C. avellana*. (2—5 gegen 5—7). Bei den fossilen Holzresten konnten im Frühholz nur Leitern mit mehr als 5 Sprossen festgestellt werden. Das fossile Holz gehört demnach mit sehr großer Wahrscheinlichkeit zu *C. avellana*.

44. *Corylus avellana* L. vel *colurna* L.: Etwa 20 z. T. stark beschädigte Nüsse und Bruchstücke von solchen: In 6a/b selten, 6b sehr selten, 6b/c und 6c selten, 7 sehr selten.

Form der fossilen Nüsse: Länglich-eichelförmig, größte Breite im oberen Drittel, Spitze ziemlich stumpf. Im oberen Teil stumpf-zweikantig, wohl schon vor der Fossilisierung im Querschnitt ellipsoidisch. (Deshalb wurde zum Vergleich mit rezenten Nüssen nicht die größte Breite sondern der größte Umfang gemessen.) Abbruchstelle \pm stark gewölbt. Oberfläche mit sehr deutlichen Längsrippen, die an der Abbruchstelle mit Zacken ausmünden.

Rezentes Vergleichsmaterial von *Corylus colurna* von leider unbekanntem Standort stimmte in Form und Beschaffenheit der Oberfläche vorzüglich mit dem fossilen Material überein, war allerdings etwas größer. Maße von 10 fossilen Nüssen: Länge im Mittel 2,2 (2,1—2,35) cm, Umfang im Mittel 4,35 (3,7 bis 4,7) cm. Maße von 20 rezenten Nüssen: Länge im Mittel 2,3 (2,05—2,65) cm, Umfang im Mittel 5,1 (4,4—5,5) cm.

SCHNEIDER (1906) gibt für *C. colurna* eine Breite von 1,2—1,8 cm, eine Länge von 1,7—2 cm an. Nach KIRCHNER, LOEW & SCHRÖTER ist *C. colurna* durch eine größere, breitere und stärker gewölbte Abbruchfläche von *C. avellana* zu unterscheiden; diese Angaben erscheinen aber wenig zutreffend. Die Beschreibung von WILLKOMM (1887) von *C. colurna* stimmt vorzüglich mit den rezenten und fossilen Nüssen überein, als Länge gibt er 2 cm an. Auch KOENE (1893) gibt eine ähnliche Beschreibung.

Die Nüsse von *C. avellana* sind bekanntlich sehr formenreich. GOESCHKE (1887) beschreibt zahlreiche Wild- und Kulturformen der Hasel und gibt als Maße für die von *C. avellana* abstammenden „Waldnüsse“ an: Länge 12—22 mm, Breite 10—18 mm, Dicke 8—18 mm (vgl. auch das dort über *C. avellana* var. *pontica* Gesagte).

G. ANDERSSON (1902) unterscheidet auf Grund umfangreicher Untersuchungen an rezenten und fossilen postglazialen Haselnüssen in Schweden und Finnland 3 Haupttypen, zwischen denen alle Übergangsformen vorkommen. Das Häufigkeitsverhältnis des runden zu dem langen Haupttypus ist jedoch auffallend konstant bei den fossilen ebenso wie bei den rezenten Nüssen. Die Länge überschreitet 20 mm nur höchst selten (vgl. weiter das bei ANDERSSON, S. 167 über die Fruchtformen Gesagte). C. & E. REID (1915) beschreiben fossile Haselnüsse, die stärker gestreift sind als rezente, doch sind hier keine Maße angegeben. MÄDLER (1939) gibt für pliozäne Nüsse eine Länge von 1,1—2,0 cm, eine Breite von 0,75—1,85 cm, eine Schalendicke von 0,4—1,5 mm und z. T. eine kräftige Streifung an.

Die Nüsse der südeuropäischen *Corylus maxima* MILL. sind nach Literaturangaben sehr viel länger als breit (SCHNEIDER 2—2,4 cm lang, 1,4—1,5 cm breit, WILLKOMM: ellipsoidisch, bis 3 cm lang, HEGI: zusammengedrückt, etwas verlängert, fast walzlich, Maße wie bei SCHNEIDER usw.). Sie scheinen der Form nach also von den vorher genannten Arten abzuweichen.

Nach dem vorher Gesagten ist die Übereinstimmung der fossilen Nüsse mit *Corylus colurna* so gut, daß man mit der Möglichkeit rechnen muß, daß auch diese Art vorgekommen ist. Eine sichere Bestimmung der fossilen Nüsse von Wallensen ist jedoch nicht möglich. Die heutige Verbreitung von *C. colurna* reicht (nach HEGI) von Südosteuropa nördlich bis Slavonien und zum Banat, östlich bis zum Himalaya. Aus interglazialen Ablagerungen Mittel- und Nordeuropas ist *C. colurna* bis jetzt nicht angegeben worden.

45. *Carpinus betulus* L.: Pollenkörner: Erstes Auftreten in 6a (Ia) bzw. in 6c (III). Anstieg gegen Ende von 6c und zu Anfang von 7. Maximum in 7 (Ia: 80%, III: 65%, Th. I: 65%). Abfall gegen Ende von 7 und in 8 und 9. In 10 nur noch vereinzelt. — Etwa 400 Knospenschuppen: In 6c sehr selten, in 7 sehr häufig. — Etwa 640 Nüßchen im Abschnitt 7. — Von 6c bis 7.

46. *Salix* sp.: Pollenkörner vereinzelt während der ganzen Ablagerungszeit, stets unter 5%. — 25 Knospenschuppen: In 6a/b und 6b/c selten, in 7 sehr selten.

47. *Salix aurita* L.: Ein kleines, mit rezentem Vergleichsmaterial vorzüglich übereinstimmendes Blättchen im Abschnitt 8.

48. *Salix* cf. *cinerea* L.: Ein Blatt im Abschnitt 6b.

49. *Populus* sp.: Holzreste in 6b und 9 sehr selten.

49a. *Populus tremula* L.: 120 Knospenschuppen: In 6a/b und 6b selten, in 6b/c, 6c und 7 häufig, 7/8 selten, 8, 8/9, 9 und 9/10 sehr selten. — 2 Blätter in 9. — Makroskopische Reste also von 6a bis 10.

50. *Ulmus* sp.: Pollenkörner: Schon im Abschnitt 5 vorhanden. In Ia Anstieg auf 31% in 6a, Abfall auf 22% in 6b und Wieder-Anstieg auf 49% in 6c. Dann Abfall bis gegen Ende von 7. In 8, 9 und 10 nicht mehr vorhanden. In Profil III in 6 und 7 in wechselnden Verhältnissen schwankend (13—23%); Maximum in 6c (26%), dann Abfall, in 7, 8, 9 nur noch vereinzelt. Th. I: Von 46% abfallend auf ca. 10% in 6c; in 7 weiter abfallend, in 8, 9 und 10 nur noch vereinzelt. Th. III: In 6a/b 25%, abfallend bis 6c und 7/8?, dann fehlend. In II Abschnitt 10? vereinzelt. — 7 Knospenschuppen: In 6a/b, 6b/c, 6c und 7 sehr selten.

Da das *Ulmus*maximum in den verschiedenen Diagrammen nicht gleichzeitig ist, muß die Frage, wann die Ulme tatsächlich ihre größte Verbreitung hatte, offen bleiben. Auch JESSEN & MILTHERS haben in einigen Diagrammen ein sekundäres *Ulmus*maximum beobachtet.

51. *Urtica dioica* L.: Ein Nüßchen in 6b/c.

52. *Viscum album* L.: 1 Pollenkorn in I Abschnitt 7. — Blattreste und Epidermisfetzen (vgl. Abb. 4a): In 6a/b sehr selten, 6b/c, 6c und 7 selten, 7/8, 8, 8/9, 9 und 9/10 sehr selten. — Insgesamt von 6a bis 10.

Die Blätter und Blattfetzen sind u. a. gut an dem charakteristischen Aufbau der Epidermis kenntlich. Die unregelmäßig polygonalen Zellen sind nicht in bestimmter Richtung orientiert. Spaltöffnungen sind auf der Blattunter- und -oberseite vorhanden mit 2 zum Spalt parallel liegenden Nebenzellen. Die Innenwände der Nebenzellen sind stark verdickt, sie bilden einen Wulst über den eingesenkten Schließzellen, die z. T. von den Nebenzellen verdeckt werden. Die Spaltöffnungen liegen \pm senkrecht zur Längsrichtung des Blattes.

Caryophyllaceae: Ein Pollenkorn in II Abschnitt 10?

Chenopodiaceae: Ein Pollenkorn in II Abschnitt 10?

Ericales: Nicht näher bestimmbar Pollenkörner, vereinzelt in den Abschnitten 5 und 6a/b in (Ia) und in II Abschnitt 10? Vielleicht tertiären Ursprungs.

53. *Empetrum* sp.: Pollen in Ia 5 bis zu 3,5%, in 6a (III) 1%, dann erst wieder im Abschnitt 10.

54. cf. *Vaccinium* sp.: Pollen in den Abschnitten 8, 9 und 10 vereinzelt, in II 10? bis zu 8%. In 5 und 6 vereinzelt, hier vielleicht tertiären Ursprungs (daher in der Tabelle nicht verzeichnet).

55. *Calluna vulgaris* L.: Pollenkörner: In den Abschnitten 6a/b und 7 vereinzelt, in 10 (III) bis zu 12%. Bei THOMSON mit den anderen *Ericaceen* und

Sphagnum zusammen in einer Kurve. Nach THOMSON spielt unter den Ericaceen *Calluna* eine große Rolle.

56. *Fraxinus excelsior* L.: Pollenkörner: In Ia 5 schon in zusammenhängender Kurve, in 6a bis auf 23% ansteigend, gegen Ende von 6a wieder abfallend, dann in 6b und c in zusammenhängender Kurve noch unter 10%. In 7, 8 und 9 nur noch vereinzelt. In III von Beginn vereinzelt bis zu 5% in 6a/b, dann wieder abfallend bis 6c, in 7 fehlend. In den Diagrammen THOMSON's nur vereinzelt in 6, in I 6a/b bis 4%. — 3 beschädigte Flugfrüchte in 6a/b und in 7.

Auffallend sind die hohen Fraxinuswerte in Ia 6a. Mit einer Verwechslung mit Pollenkörnern von *Potamogeton* ist nicht zu rechnen, da bei allen als *Fraxinus* bestimmten Pollenkörnern einwandfreie Längsfalten vorlagen.

57. *Lycopus europaeus* L.: 25 Klausen: In 6a/b sehr selten, 6b/c selten, 6c und 7 sehr selten. — Also von 6a bis 7.

58. *Plantago* sp.: In 6b/c (Einzelprobe) ein Pollenkorn.

Rubiaceae: Pollenkörner vereinzelt in 10 (Ia und II) und in Einzelproben aus den Abschnitten 6b und c und 9/10.

59. *Sambucus racemosa* L.: 6 Steinkerne: In 8, 8/9 und 9 sehr selten. Ca. 2,5—3 mm lang und 1—1,5 mm breit, von *Sambucus nigra* deutlich durch schwächere Runzelung verschieden.

60. cf. *Viburnum* sp.: THOMSON erwähnt Pollenkörner aus dem Abschnitt 8.

61. *Valeriana* cf. *officinalis* L.: Ein Pollenkorn in Ia Abschnitt 10.

62. cf. *Succisa* sp.: THOMSON erwähnt ein Pollenkorn aus dem Abschnitt 6a/b.

Compositae: Pollenkörner vereinzelt in 5, 6, 7 und 10.

63. *Artemisia* sp.: Pollenkörner vereinzelt in 5, 7 und 10? (II), aber 2% nicht überschreitend.

64. *Centaurea* sect. *cyanus* L.: 2 Pollenkörner in II 10? eines davon gut erhalten (vgl. Abb. 7a, b).

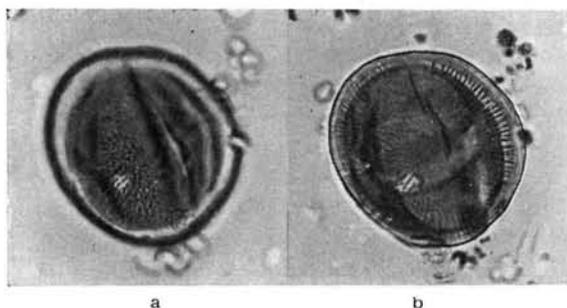


Abb. 7. *Centaurea* sect. *cyanus*, Pollen; a) Aufsicht auf die Exine; b) optischer Schnitt ($\approx 660 \times$ vergr.).

65, 66, 67a. cf. *Potamogeton* sp.: Pollenkörner vereinzelt in den Abschnitten 6 und 7.

65. *Potamogeton natans* L.²⁾: 16 z. T. beschädigte Steinkerne: In 5, 5/6a und 6a/b sehr selten, in 6b/c selten, 6c, 8/9 und 9 sehr selten. — Von 5—6c und in 8 und 9.

Nach mündlicher Mitteilung von Herrn G. WAGENITZ kommt nach dem Bau der Exine (dicke, verzweigte Stäbchen, außen fast glatt) für Mitteleuropa nur die Sektion *cyanus* in Frage. *Centaurea cyanus* selbst scheidet aus, da die Ringfalte nicht von deutlichen *costae* umgeben ist. Vermutlich handelt es sich um ein —allerdings relativ kleines (41 μ)-Pollenkorn von *C. montana* oder *C. triumfetti*.

²⁾ Zur Bestimmung dieser und der folgenden Arten vgl. JESSEN 1949.

Länge der unbeschädigten Steinkerne: 2,5—3,2 mm, max. Breite: 2,0—2,2 mm. Steinkerne deutlich gekielt. Die dorsale Klappe reicht bis zur Basis des Griffels, der sich ventral befindet. Auf beiden Seiten des Steinkernes befindet sich eine deutliche zentrale Vertiefung.

66. *Potamogeton obtusifolius* MERT. et KOCH: 55 Steinkerne: In 5 und 5/6a sehr selten, 6a/b und 6b selten, 6b/c häufig. — Also von 5—6c.

Länge: 1,89—2,73 mm, Breite 1,42—2,2 mm. Ventral- und Dorsalseite konvex, Griffel mittelständig; die dorsale Klappe reicht bis zum Griffel. Klappe schwach gekielt, etwas unregelmäßig. Eine kleine Warze nahe der Basis des Steinkernes laterodorsal auf jeder Seite (Abb. 8a, b).

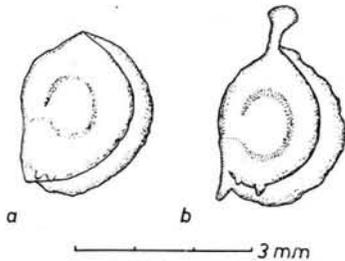


Abb. 8. *Potamogeton obtusifolius*, Steinkerne.

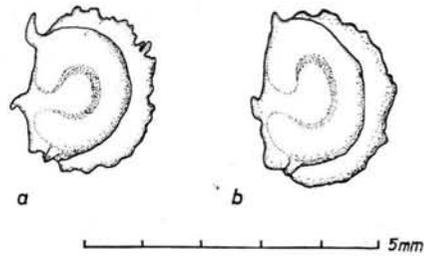


Abb. 9. *Potamogeton trichoides*, Steinkerne.

67. *Potamogeton trichoides* CHAM, et SCHLECHT., var. *condylocarpus* TAUSCH: 72 Steinkerne: In 5 selten, 5/6a sehr selten, 6a/b und 6b selten, 6b/c häufig, 6c sehr selten. — Von 5—6c.

Länge: 2,36—3,04 mm, Breite: 1,73—2,62 mm. Die Ventralseite ist fast gerade, etwas unterhalb der Mitte befindet sich eine kleine Spitze. Die Dorsal-seite ist fast halbkreisförmig gekrümmt mit deutlichem, stark höckerigem Kiel; dieser entspringt dicht am Griffel. Basal auf jeder Seite kleine Höckerchen. Am Grunde ein großer Höcker. Die Steinkerne gehören alle der var. *condylocarpus* an (Abb. 9 a, b). Bei der var. *liocarpus* ist der Kiel ganzrandig.

68. *Najas marina* L.: 3 Samen in 6c/7.

Cyperaceae: Pollenkörner vereinzelt während der ganzen Ablagerungszeit. In Ia 5 bis 9%, dann immer unter 5% bzw. fehlend. In III 6a/b 10%, sonst immer unter 5%.

69. *Eriophorum vaginatum* L.: THOMSON erwähnt aus der allochthonen Serie viel Scheidenepidermen.

70. *Carex sect. vigneae*: 54 Innenfrüchtchen: In 6b/c selten, 6c und 7 sehr selten, 8 selten, 9 häufig, 9/10 sehr selten, 10 selten. — Also von 6—10.

71. *Carex sect. eucarex*: 17 Innenfrüchtchen: In 6a/b selten, 6b, 6b/c, 6c, 6c/7, 8, 9 und 10 sehr selten.

72. *Carex pseudocyperus* L.: 2 Schläuche in 6c und in 7.

73. *Carex riparia* CURTIS: 2 beschädigte Utriculi in 6b/c.

Länge: ca. 5,5 und 6,2 mm. Die Schläuche besitzen einen kurzen stark zwei-zähligen Schnabel und haben 24—26 Rippen, die abwechselnd stärker und schwächer ausgebildet sind, die randlichen am stärksten. Die Innenfrüchtchen sind dreikantig, ca. 2,7 mm lang. Von der ähnlichen *C. pseudocyperus* durch die größere Zahl der Rippen sowie deren schwächere Ausbildung zu unterscheiden. *C. vesicaria* besitzt weniger Rippen und einen längeren Schnabel, *C. hirta* ist länger und behaart.

74. *Dulichium spathaceum* RICH.: 2 Früchtchen in 6b/c.

Länge: ca. 3 und 3,5 mm, max. Breite: ca. 0,7 und 1,0 mm, Form länglich-oval (vgl. Abb. 10).

Dulichium spathaceum ist ebenso wie *Brasenia purpurea* aus postglazialen Ablagerungen nicht bekannt. Die Gattung ist heute monotypisch (STOLLER 1909). Im Pliozän sowie in älteren Abschnitten des Diluviums wurde noch eine zweite, heute vollständig ausgestorbene Art dieser Gattung (*Dulichium vespiforme* CL. REID & EL. M. REID) nachgewiesen. STOLLER vermutet, daß die Gattung *Dulichium* früher, und zwar noch im Diluvium, mehrere Arten aufwies und daß die lebende Art *D. spathaceum* eine Kollektivart darstellt.

Heute kommt *D. spathaceum* nur noch im östlichen Nordamerika, von Texas und Florida bis Neufundland, vielfach mit *Brasenia purpurea* zusammen, vor. Es ist eine Pflanze des Seggen- und Röhrichtgürtels, die ebenso wie *Brasenia* ein ozeanisches Klima mit viel Niederschlägen liebt.

Gramineae: Pollenkörner in den Abschnitten 5 und 6a zwischen 5 und 10%, sonst immer unter 5% bzw. fehlend.

75. *Phragmites communis* TRIN.: Rhizomepidermisreste vereinzelt im Abschnitt 6a/b.

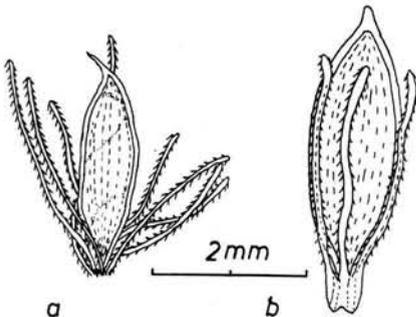


Abb. 10. *Dulichium spathaceum*, Früchtchen.

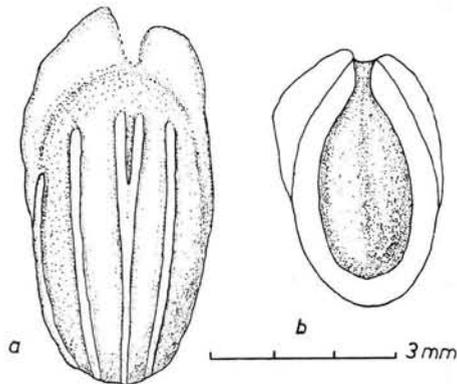


Abb. 11. Unbestimmter Fruchtreist; a) Aufsicht; b) von innen.

76. *Sparganium erectum* L.: 13 Steinkerne: In 6a/b und 6b sehr selten, 6b/c selten.

77. *Sparganium cf. minimum* (HARTMAN) FRIES: 7 Steinkerne: In 6b/c selten, in 6c sehr selten.

78. *Typha cf. latifolia* L.: Pollentetraden vereinzelt während der ganzen Ablagerungszeit.

79. Unbestimmbarer Samen oder Steinkern: 9 Stück: In 6b/c, 6c/7 und 7 sehr selten.

Länge: 3,8—5,4 mm, Breite: 1,9—2,8 mm (Abb. 11 a, b). Form länglich-oval, an der oberen (?) Hälfte mit flügelartigem Saum zu beiden Seiten. Oberfläche mit ca. 8 Rippen, von denen die mittleren der Vorder- und Rückseite stärker ausgebildet sind als die übrigen. Die eine Seite ist stärker gewölbt als die andere. Innen eine ovale Höhlung mit deutlicher Öffnung am oberen und 2 gut ausgebildeten Ecken am unteren Ende. Wandung sklerenchymatisch, die beiden Flügel dagegen aus weichem, schwammigem Gewebe. Eine Bestimmung ist trotz vielfacher Bemühungen nicht gelungen.

Tabelle 1. Die Vegetationsentwicklung des Interglazials von Wallensen.

Zeitabschnitte	5	5/6a	6a	6a/b	6b	6b/c	6c	6c/7	7	7/8	8	8/9	9	9/10	10
Vegetation des offenen Wassers:															
Fontinalis antipyretica													ss		ss
Drepanocladus fluitans				h	h	h	h		s		s		s		s
Drepanocladus exannulatus													ss		
Batrachium sp.													ss		
Nymphaea alba				ss		s	ss	ss	s						
Brasenia purpurea				sh	ss	h	s								
Ceratophyllum demersum		ss		s		h	ss								
Potamogeton natans	ss	ss		ss		s	ss					ss	ss	ss	
Potamogeton obtusifolius	ss	ss		s	s	h									
Potamogeton trichoides	s	ss		s	s	h	ss								
Najas marina								ss							
Vegetation des Röhricht- und Seggengürtels:															
Lycopus europaeus				ss		s	ss		ss						
Carex sp.				s	ss	s	s	ss	ss		s		h	ss	s
Carex pseudocyperus								ss	ss						
Carex riparia								ss							
Dulichium spathaceum								ss							
Phragmites communis				ss											
Sparganium erectum				ss	ss	s									
Sparganium cf. minimum						s	ss								
Typha cf. latifolia	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Vegetation offener Flach- und Hochmoore:															
Sphagnum sp.				+						ss	s	s	h	h	h
Aulacomnium palustre				s											ss
Polytrichum strictum													ss		
Comarum palustre										ss	s	s	h	ss	ss
Empetrum sp.	+	+	+								+	+	+	+	+
cf. Vaccinium sp.									+			+	s	s	h
Calluna vulgaris									+			+	s	s	h
Eriophorum vaginatum															h

Zeitabschnitte	5	5/6a	6a	6a/b	6b	6b/c	6c	6c/7	7	7/8	8	8/9	9	9/10	10
Vegetation der Bruch- und Auewälder und sonstiger Formationen:															
Coenococcum geophilum											s	h	h	sh	
Leucodon sciuroides				ss			ss	ss							
Neckera complanata				ss			ss	ss	s						
Lycopodium cf. inundatum					+										
Lycopodium cf. complanatum			+												
Botrychium lunaria									+						+
Polypodium vulgare									+						+
Osmunda regalis	+							+	ss	ss	s	s	h	h	s
Taxus baccata			s	sh	h	sh	s	h	sh	ss					
Abies alba							+	+	h	sh	sh	sh	sh	s	+
Picea sp.	ss	ss	ss	ss	ss	ss	ss	ss	s	h	h	h	h	h	s
Picea abies						ss	s	s	sh	h	h	sh	sh	h	s
Pinus sp.	h	h	s	s	s	s	ss	+	+	ss	s	s	h	h	h
Pinus silvestris											s	ss	h	ss	ss
Thalictrum sp.					+						+				
Rubus idaeus	ss	ss										ss	s		
Rubus fruticosus												ss			
Sanguisorba officinalis															+
Epilobium sp.															+
Tilia sp.	+	ss	ss	s	s	s	h	s	s	+	+	+	+	+	+
Tilia cordata				s	ss	s	s		ss						
Tilia platyphyllos				s	s	s	s		s						
Tilia tomentosa				ss	ss	s	h		s						
Acer sp.			+		+			+	+						
Acer campestre				h	ss	s	s		ss						
Acer platanoides							ss		ss						
Ilex aquifolium	s	s	s	s	s	h	h	s	s	ss	+	+	+	+	+
Rhamnus frangula													ss		
Hedera helix			ss	ss	ss	ss	ss	ss	ss						

Zeitabschnitte	5	5/6a	6a	6a/b	6b	6b/c	6c	6c/7	7	7/8	8	8/9	9	9/10	10
<i>Quercus</i> sp.	s	s	s	sh	sh	sh	sh	s	sh	sh	s	ss	+	+	+
<i>Quercus</i> cf. <i>robur</i>							ss		ss						
<i>Alnus</i> sp.	s	s	ss	ss	ss	ss	s	s	s	s	h	h	s	s	ss
<i>Alnus glutinosa</i>									h	h	h	s	s	ss	
<i>Betula</i> sp.	ss	ss	ss	ss	ss	ss	ss	+	+	s	s	s	s	s	h
<i>Betula alba</i> s. l.				ss	ss	s	s		s	ss	h	s	h	ss	
<i>Corylus</i> sp.	h	h	sh	sh	sh	sh	sh	h	h	s	s	ss	+	+	+
<i>Corylus</i> cf. <i>avellana</i>				ss											
<i>Corylus avellana</i> vel <i>columna</i>				s	ss	s	s		ss						
<i>Carpinus betulus</i>			+	+		ss	s	h	sh	h	s	ss	ss	+	+
<i>Salix</i> sp.	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
<i>Salix aurita</i>											ss				
<i>Salix</i> cf. <i>cinerea</i>					ss										
<i>Populus</i> sp.						ss							ss		
<i>Populus tremula</i>				s	s	h	h		h	s	ss	ss	ss	ss	
<i>Ulmus</i> sp.	s	s	h	h	h	h	h	s	ss	+	+	+	+	+	+?
<i>Urtica dioica</i>						ss									
<i>Viscum album</i>				ss		s	s		+	ss	ss	ss	ss	ss	
<i>Fraxinus excelsior</i>	s	s	h	h	s	s	ss	ss	ss	+					
<i>Plantago</i> sp.						+									
<i>Sambucus racemosa</i>											ss	ss	ss		
<i>Valeriana</i> cf. <i>officinalis</i>															+
<i>Artemisia</i> sp.	+								+						+?
	5	5/6a	6a	6a/b	6b	6b/c	6c	6c/7	7	7/8	8	8/9	9	9/10	10

Erklärung der Abkürzungen: + nur durch geringe Pollenmengen nachgewiesen; fraglich ob im Gebiet vorhanden. — ss = sehr selten: 1—5. — s = selten: 5—20. — h = häufig: 20—100. — sh = sehr häufig: Mehr als 100 Stück.

VII. Die Vegetationsentwicklung

In Tabelle 1 sind alle genügend bestimmbareren Pflanzenreste in ihrer Verteilung auf die einzelnen Zeitabschnitte zusammengestellt. Es wurden dabei unterschieden: 1. Pflanzen des offenen Wassers, 2. Pflanzen des Röhrichts, 3. Pflanzen offener Flach- und Hochmoore, 4. Waldpflanzen — angefangen von den Bruchwäldern des Ufers bis zu den Wäldern trockener Mineralböden — und Arten anderer Formationen. Verglichen mit anderen Interglazialfloraen ist die Zahl der Waldpflanzen verhältnismäßig groß, was mit der Steilheit der Ufer des kleinen, durch Einbruch entstandenen Seebeckens und der Lage der Profile zusammenhängen dürfte. An Hand dieser Tabelle lassen sich nun die nach den Pollendiagrammen unterschiedenen Waldperioden zusammenfassend kennzeichnen³⁾.

5. Kiefern-Eichenmischwaldzeit: Der Abschnitt ist in den untersuchten Profilen nur schlecht erfaßt. Wenigstens zu Beginn dürfte *Pinus* noch eine große Rolle gespielt haben. *Quercus*, *Fraxinus*, *Ulmus* und *Corylus* sind in kräftiger Ausbreitung begriffen, und von *Quercus* liegen auch schon Funde von Knospenschuppen vor. *Alnus*, *Betula*, *Tilia* und *Picea* sind nur mit geringen Pollenwerten vertreten, die nicht unbedingt auf ein Vorkommen im Gebiet zurückgehen müssen. Von der sonstigen Flora wurde nur wenig gefunden. Erwähnenswert ist *Potamogeton trichoides* (neben *P. natans* und *obtusifolius*) als Anzeichen der beginnenden Ausbreitung der wärmeliebenden Wasserflora, die den nächsten Abschnitt auszeichnet, sowie der Nachweis von *Osmunda*, die während der Eichenmischwaldzeit fehlt und erst wieder mit Beginn der Hainbuchenzeit auftritt. (Sediment noch sehr minerogen.)

6. Hasel-Eichenmischwaldzeit: Nach dem Pollendiagramm beherrschen Eichenmischwälder mit *Corylus*, *Ulmus*, *Fraxinus*, *Quercus* und besonders im letzten Unterabschnitt (6c) auch mit *Tilia* die Umgebung. Reiche Funde von Großresten bestätigen und erweitern diese Befunde durch den Nachweis von *Corylus avellana* vel *colurna*, *Quercus* sp. bzw. *Q. robur*, *Ulmus* sp., *Tilia tomentosa* (ziemlich häufig), *T. platyphyllos* (weniger häufig), *T. cordata* (relativ selten), außerdem *Acer campestre* und *platanoides*, *Populus tremula*, *Betula alba* (selten), *Salix* sp. und cf. *cinerea*. Von Coniferen ist *Taxus baccata* häufig. Wichtig sind auch die Funde von *Hedera helix*, *Viscum album* (in 6c) und *Ilex aquifolium*. Im letzten Abschnitt ist die herannahende Ausbreitung von *Carpinus* und *Picea* durch die ersten Großreste dieser Arten angedeutet.

Der reichen Zusammensetzung der Gehölze entspricht eine reiche, wärmeliebende Wasser- und Ufervegetation mit *Nymphaea alba*, *Brasenia purpurea* (zusammen mit *Drepanocladus fluitans*), *Ceratophyllum demersum*, *Potamogeton natans*, *P. obtusifolius*, *P. trichoides* als Wasserpflanzen und *Lycopus europaeus*, *Carex riparia*, *Dulichium spathaceum*, *Phragmites communis*, *Spartanium erectum* als Arten des Röhrichts. Von der Wasserflora sind die Interglazialpflanzen *Brasenia* und *Dulichium* auf die Hasel-Eichenmischwaldzeit beschränkt.

7. Hainbuchenzeit: Nach dem Pollendiagramm herrscht *Carpinus* deutlich vor, daneben sind *Corylus*, *Tilia*, *Quercus* und *Alnus* nicht selten, außerdem *Fraxinus*, *Ulmus* und *Picea* (diese in beginnender Ausbreitung) vorhanden. Gegen Ende erscheint *Abies*. Pollen von *Pinus* und *Betula* fehlt fast völlig.

³⁾ Es ist zu beachten, daß die ältesten frühinterglazialen Abschnitte 1—4, die wir im Vergleich mit anderen Fundstellen zu erwarten haben, hier nicht erfaßt worden sind.

Die Funde von Großresten bestätigen die große Häufigkeit der Hainbuche in der näheren Umgebung. Sie zeigen außerdem, daß sich die Gehölze der Eichenmischwaldzeit noch erhalten haben. So sind durch Großreste von den Gliedern des Eichenmischwaldes *Quercus* (reichlich, wohl *Q. robur*), *Tilia platyphyllos*, *T. tomentosa* und *T. cordata*, *Ulmus* sp., *Acer campestre* und *A. platanoides* sowie *Corylus colurna* vel *avellana* nachgewiesen. *Taxus* ist ebenfalls noch reichlich vorhanden und stirbt dann gegen Ende des Abschnittes anscheinend aus. Vorkommen in Seenähe sind außerdem für *Populus tremula*, *Betula alba*, *Picea abies* (schon sehr reichlich) und, erst von diesem Abschnitt an, für *Alnus glutinosa* erwiesen. Auch *Ilex*, *Hedera* und *Viscum* hat die Hainbuchenzeit mit der Eichenmischwaldzeit noch gemein.

Die Wasser- und Ufervegetation ist gegenüber der Eichenmischwaldzeit auffällig verarmt. Nur *Nymphaea* und *Lycopus* sind von den früher erwähnten Arten noch vorhanden und nur an der Wende 6/7 kommen *Najas marina* und *Carex pseudocyperus* (sehr selten) neu hinzu. Außerdem finden sich seit der Wende 6/7 regelmäßig Sporen von *Osmunda*.

Bei den folgenden Abschnitten ist zu bedenken, daß von ihnen weniger Material durchgesehen worden ist als aus der Eichenmischwald- und Hainbuchenzeit.

8. Tannenzeit: Aus dem Pollendiagramm muß man eine beträchtliche Häufigkeit von *Abies* und (örtlich) von *Alnus*, einen starken Rückgang der thermisch anspruchsvolleren Arten einschließlich der Hainbuche und eine immer stärker werdende Ausbreitung von *Picea* folgern.

Die Großreste bestätigen die große Häufigkeit von *Abies alba*, *Picea abies* und *Alnus glutinosa*. Vom Eichenmischwald wurde nur noch *Quercus* (sehr seltene Knospenschuppen) gefunden. Vom Uferstrand stammen wohl *Salix aurita* und *Populus tremula*. Pollen von *Hedera* ist nicht mehr vorhanden, solcher von *Ilex* selten (Großreste fehlen). *Viscum* ist hingegen durch Blattfunde erwiesen.

Die Wasserflora ist schlecht erfaßt, nur *Potamogeton natans* ist von der Wende 8/9 bekannt. *Osmunda* wird häufiger. Von *Rubus idaeus*, *R. fruticosus* und *Sambucus racemosa* wurden an der Wende 8/9 Steinkerne nachgewiesen.

Sehr interessant ist das Auftreten einer Pflanzengruppe, die sich nun offenbar im Zusammenhang mit einer beginnenden meso- bis oligotrophen Vermoorung einfindet oder häufiger wird. Man kann dazu *Pinus silvestris* (Zapfen, wohl auch zu dieser Art gehörige Nadeln), *Betula alba*, *Comarum palustre* und cf. *Vaccinium* zählen und das häufigere Vorkommen von Sphagnumsporen so deuten.

9. Fichtenzeit: Im Pollengehalt herrscht *Picea* vor, die Pollen aller übrigen Bäume werden immer spärlicher mit Ausnahme von *Pinus* und *Betula*, die zunehmen.

Auch das bestätigen die Großreste, unter denen *Picea* und — wohl mehr aus dem älteren Teil des Abschnittes — auch noch *Abies* besonders häufig sind. Von *Alnus glutinosa* wurden noch einige Früchte gefunden; viel häufiger sind aber nun die Großreste von *Pinus silvestris* und *Betula*. Auch die oligotrophe Moorkomponente ist bereichert: Zu *Sphagnum*, von dem jetzt auch Blätter gefunden sind, ist *Polytrichum strictum*, zu *Comarum* und cf. *Vaccinium* regelmäßiger *Calluna* (Pollen) getreten. *Rhamnus frangula* ist weiter zu erwähnen, ebenso die häufigen *Osmunda*-Sporen, *Sambucus racemosa* und immer noch *Viscum*. In der Wasserflora tritt neben *Potamogeton natans* und einigen Moosen (*Drepanocladus fluitans*, *Drepanocladus exannulatus*, *Fontinalis antipyretica*) *Batrachium* auf.

10. Kiefernzeit: Nach dem Pollendiagramm sind *Pinus* (vorherrschend), *Betula* und *Picea* häufig, alle anderen Holzarten nur durch geringe Werte vertreten, die nichts über ihr Vorkommen im näheren Gebiet besagen. Auch unter den Großresten sind nur *Pinus silvestris*, *Picea abies* und (an der Wende 9/10) *Betula alba* festgestellt worden. Zu einer spärlichen Wasserflora mit *Fontinalis* und *Drepanocladus fluitans* kommen Reste einer Hochmoorflora mit *Sphagnum*, *Aulacomnium palustre*, *Eriophorum vaginatum*, *Empetrum*, cf. *Vaccinium* und *Calluna*. *Osmunda*-Sporen sind ziemlich selten geworden. Bemerkenswert sind Pollen von *Sanguisorba officinalis* und *Valeriana* cf. *officinalis*.

Versucht man die nachgewiesenen Perioden klimatisch zu deuten, so kann kein Zweifel darüber bestehen, daß die Tannen-Fichten- und Kiefernzeit kühler war als die Eichenmischwald- und Hainbuchenzeit, wobei wir zumindest während der Fichten- und Kiefernzeit sowohl mit niedrigeren Sommertemperaturen wie mit einer kürzeren Vegetationsperiode zu rechnen haben. In der Abfolge dieser 3 Abschnitte spiegelt sich offenbar die Klimaverschlechterung der herannahenden neuen Eiszeit wieder. Ansätze zur Hochmoorbildung oder eine solche selbst, die starke Zunahme der *Calluna*- und *Sphagnum*-Werte deuten darauf, daß die Niederschläge wesentlich höher waren als in den spätglazialen Birken-Kiefernzeiten (vgl. FIRBAS 1951).

Die Frage, ob das Temperatur-Optimum des Interglazials in der Eichenmischwaldzeit (6) oder der Hainbuchenzeit (7) oder gar schon in der Kiefern-Eichenmischwaldzeit (5) lag, läßt sich an Hand der Waldentwicklung weniger sicher entscheiden, da man nicht weiß, ob die Ausbreitung von *Carpinus* nicht nur mit einer entsprechend späten Zuwanderung zu erklären ist. Doch wird die wahrscheinlichere Annahme, daß die Sommer während der Eichenmischwaldzeit am wärmsten waren, dadurch gestützt, daß die Wasserflora während dieses Abschnittes am reichsten war und *Brasenia*, *Dulichium* und *Potamogeton trichoides* fast nur in diesem Abschnitt gefunden wurden.

Von Pflanzen, die einen Hinweis auf die thermische Ozeanität geben können, ist *Ilex* durch sehr wahrscheinlich hierher gehörige Pollen zu allen Zeiten, durch Großreste aber nur im jüngeren Teil der Eichenmischwald- und in der Hainbuchenzeit vertreten, *Taxus* während des größten Teils der Eichenmischwald- und Hainbuchenzeit, *Hedera* ebenso während beider Perioden, *Osmunda* einmal (in Spuren) während der Kiefern-Eichenmischwaldzeit (5) und dann erst wieder vom Ende der Eichenmischwaldzeit bis in die Kiefernzeit (10). Auch das völlige Fehlen von *Pinus* während der Hainbuchenzeit spricht — als Ausdruck eines ausgeprägten Laubholzgebietes — für relativ milde Winter. Gleichzeitig ist aber der subkontinentale *Acer platanoides*, dessen Nordwestgrenze (von Belgien und der Eifel kommend) heute durch das Weserbergland zieht, gegen Ende der Eichenmischwaldzeit und in der Hainbuchenzeit nachgewiesen. Danach dürfte das Gebiet von Wallensen während eines großen Teils des letzten Interglazials ähnlich wie heute einen gewissen subozeanischen Klimacharakter besessen haben, besonders während der Eichenmischwaldzeit, vielleicht auch noch während der Hainbuchenzeit; wahrscheinlich war es jedoch wesentlich wärmer als heute. Nach der heutigen Nordgrenze von *Tilia tomentosa* (vgl. Abb. 6) beurteilt, müßte die Julitemperatur während 6c und 7 mindestens 20—21° betragen haben, während sie heute bei 17—18° liegt⁴⁾. Gleichzeitig dürften nach dem *Ilex*-Vorkommen und dem Kiefern-Rückgang die Januar-

⁴⁾ Ist die Bestimmung von *Corylus colurna* richtig, dann würde das die durch *Tilia tomentosa* wahrscheinlich gemachten Klimaverhältnisse bestätigen bzw. bekräftigen.

mittel kaum unter 0 bis -1° gelegen haben. Schon an der Wende der Tannen- zur Fichtenzeit aber dürften Junimittel von $13-14^{\circ}$ unterschritten worden sein und die starke Ausbreitung der Fichte könnte außerdem mit einer Zunahme der Winterkälte zusammenhängen. Doch soll nicht weiter versucht werden, den interglazialen Klimaverlauf abzuleiten, da dies besser auf Grund des Vergleichs einer großen Zahl von Fundstellen gleichen Alters geschieht.

Wie schon eingangs erwähnt worden ist, lassen sich die Waldperioden des Interglazials von Wallensen, soweit sie erfaßt werden konnten, ohne Schwierigkeit der Gliederung des letzten Interglazials zuordnen, wie sie in Dänemark JESSEN & MILTHERS (1928), im nordwestdeutschen Flachland zu einem guten Teil schon C. A. WEBER (seit 1890), in jüngster Zeit WOLDSTEDT, REIN & SELLE (1951) erkannt haben. Als bezeichnende Züge dieses Interglazials gelten: eine verspätete Ausbreitung von *Corylus* gegenüber dem Eichenmischwald, ein während der Eichenmischwald- und Hainbuchenzeit nur sehr geringer Anteil von *Picea* und das völlige Fehlen von *Fagus* (zumindest im nordwestlichen Mitteleuropa). Die beiden letztgenannten Merkmale gelten auch für Wallensen — von *Fagus* wurde kein einziges Pollenkorn gefunden. Ob sich die Hasel in Wallensen nach dem Eichenmischwald ausgebreitet hat, läßt sich nicht sagen, da die Diagramme nicht weit genug zurückreichen.

Ein Vergleich der Diagramme mit anderen Fundstellen soll im übrigen nicht vorgenommen werden. Hingewiesen sei nur darauf, daß in Wallensen die *Alnus*-Werte relativ niedrig sind, was sich wohl aus der Form und Lage des kleinen Einsturzbeckens, dem Fehlen größerer randlicher Bruchmoorgebiete, erklärt. Ferner darauf, daß die offensichtlich von Ost nach West gerichtete Ausbreitung der Tanne insoweit bestätigt wird, als *Abies* in Wallensen erst gegen Ende der *Carpinus*-zeit auftritt, während sie in Rinersdorf schon vor dem *Carpinus*-Maximum, weiter östlich noch früher erscheint (vgl. FIRBAS 1951). Jedenfalls kann die Waldentwicklung, wie sie bisher nur im Flachland nördlich der Mittelgebirge als für das letzte Interglazial bezeichnend erkannt worden ist, durch Wallensen auch für den Bereich der nordwestlichen Mittelgebirge als gültig angesehen werden.

Zusammenfassung

1. Von dem zuerst 1907 von MENZEL beschriebenen, vor kurzem (1951) auch von P. W. THOMSON pollenanalytisch untersuchten Interglazial von Wallensen wurden noch 3 weitere Diagramme aufgestellt, ein Profil und über 50 Einzelproben auf Großreste untersucht. Die nachgewiesene Folge der Waldperioden: 5. Kiefern-Eichenmischwaldzeit — 6. Hasel-Eichenmischwaldzeit — 7. Hainbuchenzeit — 8. Tannenzeit — 9. Fichtenzeit — 10. Kiefernzeit, stimmt — *mutatis mutandis* — völlig mit der Periodenfolge überein, die in Dänemark und im nordwestdeutschen Flachland als für das letzte Interglazial bezeichnend erkannt worden ist. (Die ältesten frühinterglazialen Abschnitte sind nicht erfaßt worden). Danach kann (mit THOMSON) Wallensen dem letzten Interglazial zugeordnet und die erwähnte Waldfolge auch für die nordwestlichen Mittelgebirge als gültig angesehen werden. Von *Fagus* wurde kein einziges Pollenkorn nachgewiesen.

2. Die pollenanalytischen Befunde konnten durch die Untersuchung von Großresten, u. a. durch zahlreiche Funde von Knospenschuppen ergänzt und erweitert werden. Insgesamt wurden 80 Sippen, meist Arten, z. T. Gattungen oder Familien, bestimmt, wonach Wallensen als artenreiche Interglazialflora bezeichnet werden kann. Die Wasserflora war während der Hasel-Eichenmischwaldzeit am reichhaltigsten; für diese Zeit konnten auch die in Europa heute ausgestorbenen interglazialen Leitpflanzen *Brasenia purpurea* und *Dulichium spathaceum* nachgewiesen werden. Bemerkenswert ist auch der Nachweis der heute südosteuropäischen *Tilia tomentosa*. Ein merkwürdiger Fruchtest (Steinkern?), der unter Nr. 79 beschrieben worden ist und

wahrscheinlich von keiner mitteleuropäischen Art stammt, gehört sowohl der Hasel-Eichenmischwald- wie der Hainbuchenzeit an.

3. Reiche Funde von *Ilex*, *Hedera*, *Taxus* und *Osmunda* bezeugen eine gewisse thermische Ozeanität des Gebiets während aller Zeiten. Während der Hasel-Eichenmischwaldzeit und der Hainbuchenzeit dürfte das Gebiet aber sommerwärmer gewesen sein als heute.

Literaturverzeichnis

- ANDERSSON, G.: Hasseln i Sverige fordom och nu. - Sv. Geol. Unders. Ser. Ca No. 3, 1902.
- BAAS, J.: Eine fröhilduviale Flora im Mainzer Becken. - Z. f. Bot. 25, 1932.
- BACKMAN, A. L.: Ceratophyllum submersum in Nordeuropa während der Postglazialzeit. - Acta Bot. Fenn. 31, 1943.
- FIRBAS, F.: Waldgeschichte Mitteleuropas I, 1949. — Die quartäre Vegetationsentwicklung zwischen den Alpen und der Nord- und Ostsee. - Erdkunde 5, 1951.
- FLORIN, R.: Untersuchungen zur Stammesgeschichte der Coniferales und Cordaitales I. Morphologie und Epidermisstruktur der Assimilationsorgane bei den rezenten Coniferen. - Kgl. Svenska Vetenskapsak. Handlingar. 3. Ser. 10/1, 1931.
- FRATSCHNER, W.-Th.: Facies und Tektonik im Hils. - Diss. Clausthal 1950.
- FREUND, H.: Handbuch der Mikroskopie in der Technik, Bd. V, Teil I, 1951.
- GOESCHKE, F.: Die Haselnuß, ihre Arten und ihre Kultur, 1887.
- GROSS, H.: Die Traubeneiche in Ostpreußen. - Z. f. Forst- u. Jagdwesen 65, 1933.
- HEGL, G.: Flora von Mitteleuropa. München 1906 ff.
- HESMER, H.: Samen- und Knospenschuppenanalysen in Mooren. - Z. f. Forst- u. Jagdwesen, 67, 1935.
- HOFFMEISTER, I. & SCHNELLE, F.: Klimaatlas für Niedersachsen, 1945.
- JESSEN, K.: Studies in Late Quaternary deposits and Flora-History of Ireland. - Proc. Roy. - Irish Academy 52, Sect. B, Nr. 6, 1949.
- JESSEN, K. & MILTHERS, V.: Stratigraphical and paleontological Studies of Interglazial Fresh-water Deposits in Jutland and Northwest Germany. - Danm. Geol. Undersög. II. Raekke, Nr. 48, 1928.
- V. KIRCHNER, O., LOEW, E. & SCHRÖTER, C.: Lebensgeschichte der Blütenpflanzen Mitteleuropas. Stuttgart 1908 ff.
- KOENE, E.: Deutsche Dendrologie, 1893.
- KOCH, H.: Zur Gliederung der Gattung *Brasenia* auf Grund der Samenvariabilität. - Senckenbergiana 13, 1931.
- MÄDLER, K.: Die pliozäne Flora von Frankfurt am Main. - Abh. Senck. naturf. Ges. 446, 1939.
- MENZEL, H.: Über eine diluviale Süßwasser- und Torfablagerung bei Wallensen im südlichen Hannover. - Z. deutsch. geol. Ges. 54, Sber. v. 3. Dez. 1902. — Beiträge zur Kenntnis der Quartärbildungen im südlichen Hannover. Die Interglazialschichten von Wallensen in der Hilsmulde. - Jb. preuß. geol. L.-A. 24, 1907.
- PIECH, K.: Das Interglazial in Szczercow (östlich von Wielun, Wojewodschaft Lodz). - Ann. soc. géol. Pol. 8, I, 1932.
- RABIEN, I.: Zur Bestimmung fossiler Knospenschuppen. - Paläont. Z. 27, 1953.
- REID, C. & E.: The Pliocene Flora of the Dutch-Prussian Border. - Mededel. Rijksopsp. Delfsstoffen, Nr. 6, 1915.
- RINK, A.: Die Ith-Hilsmulde. - Hann. geogr. Arb. H. 1, 1942.
- RUDOLPH, K.: Untersuchungen über den Aufbau böhmischer Moore. I. Aufbau und Entwicklungsgeschichte südböhmischer Hochmoore. - Abh. d. k. u. k. zool. bot. Ges. 9, 1917.
- SCHMUCKER, Th.: Die Baumarten der nördlich. gemäßigten Zone und ihre Verbreitung. - Silvae Orbis. Schriftenreihe der Int. Forstzentrale, Nr. 4, 1942.
- SCHNEIDER, C. K.: Illustriertes Handbuch der Laubholzkunde, Bd. I, 1905.
- SELLE, W.: Die Interstadiale der Weichselvereisung. - Eiszeitalter u. Gegenwart 2, 1952.
- STARK, P., FIRBAS F. & OVERBECK, F.: Die Vegetationsentwicklung des Interglazials von Rinnersdorf in der östl. Mark Brandenburg. - Abh. nat. Ver. Bremen 1932.

- STOLLER, J.: Über die Zeit des Aussterbens der *Brasenia purpurea* Michx. in Europa, speziell Mitteleuropa. - Jb. preuß. geol. L.-A. 29, 1908. — Über das fossile Vorkommen der Gattung *Dulichium* in Europa. - Jb. pr. geol. L.-A. 30, I, 1909.
- SZAFER, W.: Zur Frage der Vielgestaltigkeit, Herkunft, sowie des Aussterbens von *Brasenia purpurea* im europäischen Diluvium. - Veröff. geobot. Inst. Rüb. Schröterfestschrift, 1925.
- THOMSON, P. W.: Das Interglazial von Wallensen im Hils. - Eiszeitalter u. Gegenwart 1, 1951
- WEBER, C. A.: Über eine omoricaartige Fichte aus einer dem älteren Quartär Sachsens angehörenden Moorbildung. - Engl. bot. Jahrb. 24, 1898.
- WILLKOMM, M.: Forstliche Flora von Deutschland und Österreich, 1887.
- WOLDSTEDT, P.: Über die stratigraphische Stellung einiger wichtiger Interglazialbildungen. - Z. deutsch. geol. Ges. 99 (1947). 1949.
- WOLDSTEDT, P., REIN, U. & SELLE, W.: Untersuchungen an nordwestdeutschen Interglazialen. - Eiszeitalter u. Gegenwart 1, 1951.

Ms. eingeg. 21. 10. 52.

Anschr. d. Verf.: Dr. Ilse Rabien, Göttingen, Birkenweg 22.

Sanderbildung durch subglaziäre, aufsteigende Schmelzwasserströme?

Von Paul J a s p e r s e n, Kiel

Allgemein ging bisher die Anschauung über die Entwässerung des norddeutschen Inlandeises dahin, daß sie subglaziär wie supraglaziär in zentrifugaler Richtung erfolgt und daß nur so auch eine Erklärung der vor dem ehemaligen Eisrand liegenden Sander gegeben sei. Als Ursache des Aufsteigens des subglaziären Schmelzwassers aus der Mulde der Ostsee zur Höhe der Sander hinauf wird der hydrostatische Druck, unter dem das Schmelzwasser unterhalb des Eises stand, angenommen. Gegen diese Theorie erheben sich mehrfache Bedenken. Sie liegen zunächst auf morphologischem Gebiet; aber auch die physikalisch-hydrostatischen Fragen können noch keineswegs als geklärt gelten. Das Hinaufdrücken des Schmelzwassers auf die Höhe der Sanderflächen ist aber nicht nur ein hydrostatisches Problem, sondern gleichzeitig und mindestens ebenso sehr ein hydrodynamisches. Von dieser Seite her ist die obige Theorie noch kaum untersucht worden. Ein Versuch dazu soll im folgenden unternommen werden. Hierbei sind in erster Linie die Verhältnisse der Cimbrischen Halbinsel in Betracht gezogen worden.

I. Fragen auf morphologischem Gebiet

Zunächst sollen einige Bedenken morphologischer Art kurze Erwähnung finden:

1.) Die Sander sind in fast ununterbrochener Erstreckung von Norden bis Süden vorhanden und zwar auch da, wo keine Ausmündungen von Tunneltälern vermutet werden können, weil die Oberflächenform keine Grundlage dazu bietet. Die Tunneltäler sind also nicht Voraussetzung der Sander.

2.) Es fehlt vielfach, namentlich in Nord- und Südschleswig, an einwandfreien Spuren einer Verbindung von den vermuteten Tunneltälern zu den nächstgelegenen, nach Westen führenden Wasserläufen, obgleich es sich bei den abzuleitenden Schmelzwässern um sehr große Mengen gehandelt haben müßte, deren Strombetten nicht ohne deutliche Spuren verschwinden würden. Die Tatsache allein, daß west- und ostwärts führende Wasserläufe vorhanden sind, deren Ursprungspunkte diesseits und jenseits der Wasserscheide in geringer, aber immerhin kilometerweiter Entfernung voneinanderliegen, stellt keinen Beweis dafür dar, daß es sich um zusammengehörende, früher durchgehende Wasserläufe handelt. Als Beispiel sei das vom Busdorfer Teich bei Schleswig südwärts streichende Tal genannt. Es endet in einem Talkessel, dessen umrahmende Höhen keine Lücken zeigen, die auf den früheren Durchlaß eines Wasserstroms hindeuten.

Wo aber ein früherer Auslauf nach Westen angenommen werden kann, wie mehrfach im holsteinischen Gebiet, besteht keine Notwendigkeit, ihn als Ausmündung eines Tunneltales zu erklären. Er ist als Überlauf eines beim Rückzug des Eisrandes gebildeten Stausees (z. B. Emkendorfer Senke beim Westensee bei Kiel) oder als direkter Abfluß supra- oder inglaziären Schmelzwassers zu deuten.

3.) Fördenbecken mit Schwellen und innere Fördentäler mit Seen, die sich stufenweise aufwärts hintereinander reihen, werden in Anlehnung an die gleichen Erscheinungen in Skandinavien als Kennzeichen von Tunneltälern angesehen (z. B. E. WERTH 1908/9, S. 346ff.). Der wesentliche Unterschied, daß im einen Falle Eis und Wasser abwärts, im anderen Falle nach der herrschenden Theorie aufwärts, also gegen die Stufen, liefen, schließt aber die Analogie zu den subglaziären Rinnentälern in Skandinavien aus.

4.) Viele der vermuteten Tunneltäler verdanken ihre Entstehung erst späteren, östlicher gelegenen Eisrandlagen, sie bestanden also noch garnicht zu der Zeit, als das Eis bis zu den Sandern reichte (z. B. innerstes Haderslebener Fördenal und das Tal Krusau-Pattburg bei Flensburg). Ein von der hier behandelten Hypothese nicht beeinflusster Beobachter würde schwerlich ein Tal wie das Krusau-Pattburger als subglaziär durch aufwärtsfließende Schmelzwässer oder durch eine Eiszunge entstanden erklären, da das äußere Bild unzweifelhaft darauf hindeutet, daß die Talführung ein Ergebnis des später aufgeschütteten östlicheren Rückens darstellt. Zu beachten ist auch, daß dieses Tal rechtwinklig zur wahrscheinlichen Hauptbewegungsrichtung des Inlandeises von der Förde abzweigt, dann seine Richtung um etwa 150° ändert und so zweimal von der Hauptbewegungsrichtung des Eises gekreuzt worden sein müßte. Es muß angenommen werden, daß das Eis den Tunnel zuschütten und einebnen würde.

5.) Die vermeintlichen Tunneltäler verengern sich nach oben zu Betten kleinster Rinnsale ohne Anzeichen, daß sie früher größere Wassermengen aufwärts geführt hätten; sie zeigen hier im Gegenteil alle Kennzeichen von Erosion durch abwärtsfließendes Wasser. Wenn sie Becken einer Gletscherzunge gewesen wären, dann würde diese die aus weichem Boden bestehenden Stufen und Talverengungen beseitigt und ein mehr ausgeglichenes Tal hergestellt haben. (Die breiteren Täler mit Rinnenseen, weiter östlich gelegen, weisen auf Eiserosion hin, z. B. die Langsee-Oxbekrinne nördlich der Schlei.)

6.) Es ist damit zu rechnen, daß schon zur Zeit des Höchststandes der Weichseleiszeit das subglaziäre Schmelzwasser einen subglaziären Abfluß durch den Großen Belt oder den Sund zum Kattegatt und Skagerrak gehabt hat. Die morphologischen Verhältnisse der Ostseemulde und des Belts sprechen dafür, daß ein Gefälle nach Norden bestanden hat. Die Absenkung Skandinaviens während der Weichseleiszeit infolge des Eisgewichts hat sich auch auf die dänischen Inseln erstreckt, sodaß eine tiefere Lage des Beltgrundes zur damaligen Zeit anzunehmen ist; das subglaziäre Wasser konnte und mußte also der Schwerkraft folgend nach unten abfließen. Die Anschauung, daß sich an der Sohle des Inlandeises ein Tunnelsystem mit Schmelzwasser befunden habe, ist allgemein. Das Schmelzwasser wurde zum Teil durch den aus der Erde kommenden Wärmestrom erzeugt. Diese Menge war zwar sehr gering (BROCKAMP 1951, S. 54), aber man muß sie als grundlegende, allgemeine Ursache zur Bildung und zur dauernden Aufrechterhaltung einer Schmelzwasserschicht ansehen, die dann durch hinzutretende Oberflächen-Schmelzwässer vermehrt wurde. Man kann weder annehmen, daß sich dieses Entwässerungssystem auf einzelne Gebiete beschränkt habe, noch daß irgendwo Riegel bestanden, welche die durchgehende Verbindung unterbrochen hätten. Auch die Tiefenverhältnisse im Kattegatt und Skagerrak deuten darauf hin, daß ein subglaziärer Abfluß zum Atlantik bestanden hat. Wenn ein solcher aber bestand, konnte kein so hoher hydrostatischer Druck in der Ostseemulde erhalten bleiben, daß er zum Hinaufdrücken von Wasser und Gesteinsmaterial zu den Sandern genügt hätte.

7.) Nachdrückliche Zweifel rufen die 100 m hochgelegenen Sander im nord-westlichen Jütland hervor. Sie liegen in nächster Nähe der Nordsee und damit in geringer Entfernung vom tiefen, nicht mehr vom geschlossenen Inlandeis bedeckten Meer. Daß das subglaziäre Schmelzwasser aus der großen Tiefe zu dem damals vielleicht 180 m über dem Meeresspiegel liegenden Sandergebiet empor steigen würde, statt westlich abwärts zum nahen Atlantik auszuweichen, erscheint unwahrscheinlich.

II. Fragen auf hydrostatischem Gebiet

Die Stärke des hydrostatischen Drucks in dem unterhalb des Eises befindlichen Schmelzwasser richtet sich nach der Höhe des Wasserspiegels in den subglaziären Wasserläufen bzw. in den bis zur Oberfläche reichenden Spalten. Maßgebend für den die Überwindung der Schwelle bewirkenden hydrostatischen Druck ist nur der Teil der Wasserhöhe in den Spalten, der über dem Niveau der Abflußöffnung auf der Schwelle liegt, und ferner kommt nur in Betracht die Wassersäule in den letzten Spalten, die sich in Richtung auf die Ausflußöffnung zu befinden, weil nach dem Gesetz der kommunizierenden Röhren der hydrostatische Druck aus höher gelegenen Spalten durch die tiefer gelegenen Entlastung erfährt.

Teilweise wird angenommen, daß das Inlandeis keine Spalten gehabt habe, die von der Ober- bis zur Unterfläche durchgingen. Ob diese Anschauung richtig ist, kann hier dahingestellt bleiben. Jedenfalls ist sie aber nicht vereinbar mit der Theorie, daß unter dem Eise ein hydrostatischer Druck bestanden habe, der zum Hinaufdrücken von Wasser und Gletscherschutt zu den Sandern genügt habe. Ohne Hinzunahme der Höhe der Eisdecke und entsprechende Erhöhung des Wasserspiegels in Spalten konnte kein genügend starker Druck erzeugt werden. Da zum anderen das subglaziär entstehende Schmelzwasser, wie alle Gletscher im Winter zeigen, nur verhältnismäßig geringe Mengen aufweist, muß der Zutritt supraglaziären Wassers auf dem Wege durchgehender Spalten vorausgesetzt werden, wenn eine genügende Schwemmwirkung (siehe unter III) erwartet werden soll. Ein solcher Zutritt ist naturgemäß wesentlich auf das Zehrgebiet des Inlandeises beschränkt.

III. Fragen auf hydrodynamischem Gebiet

In beiden oben berührten Fragen der Spaltenbildung und des Abflusses zum Kattegatt mögen die Meinungen geteilt sein. Um aber auf jeden Fall ein vorläufiges Urteil zu vermeiden, soll in der folgenden hydrodynamischen Untersuchung zunächst noch in beiden Fragen die der bisherigen Hypothese günstigere Alternative zu Grunde gelegt werden. Es soll also zum Zwecke der Untersuchung zunächst vorausgesetzt werden, daß es Spalten mit Wasserführung von der Ober- bis zur Unterfläche gegeben habe und daß kein subglaziärer Abfluß zum Kattegatt bestanden habe. Es soll ferner die Wirkung randnäherer Spalten (siehe II Abs, 1) unbeachtet gelassen werden. Physikalisch gesehen würde der größte, überhaupt denkbare hydrostatische Druck dann entstehen, wenn im Übergangsbereich zwischen dem Nähr- und dem Zehrgebiet des Gletschers bis zum Rand mit Wasser gefüllte Spalten die Verbindung vom supraglaziären zum subglaziären Wasser hergestellt hätten.

Sichere Berechnungen der absoluten Höhe des hydrostatischen Drucks können schon deswegen nicht aufgestellt werden, weil nach obigen Darlegungen

positive Angaben darüber, in welchem Höhenniveau die Entstehung des höchsten Drucks tatsächlich stattgefunden hätte, nicht gemacht werden können. Unter den obigen Voraussetzungen würde sich zwar ein hydrostatischer Druck von genügender Stärke ergeben, um das Wasser bis zu den Sandern hinaufzudrücken. Die Hypothese der Tunneltäler mit aufwärts gerichtetem Wasserstrom spricht aber nicht nur von einem Wasseraustritt, sondern auch von einer kräftigen Sand- und Schutförderung, die zur Aufschüttung der Sander diene. Zu einer solchen Förderung ist aber eine beträchtliche Geschwindigkeit des schiebenden Wasserstroms erforderlich. Zur Beantwortung der Frage nach der Wassergeschwindigkeit müßte zunächst das Gefälle des Wasserlaufs bekannt sein. Das Gesamtgefälle des subglaziären Wasserstroms in dem oben geschilderten günstigsten Fall ist genau gleich dem Gesamtgefälle der darüberliegenden Eisoberfläche, da die Anfangs- und Endpunkte beider dieselben sind. Das Gefälle der Eisoberfläche kann mit recht großer Sicherheit veranschlagt werden: Aus einer höchsten Höhe des Eises von etwa 3000 m auf der schwedischen Eisscheide und einer Weglänge von etwa 1000 km ergibt sich ein Gesamtgefälle von 3‰. Wenn man die Herkunft des Eises aus dem Bottnischen Busen annimmt, so würde der Weg von dort über Südschweden noch länger und das Gefälle entsprechend kleiner sein. Dies wäre allerdings das Gefälle „in der Luftlinie“. Da das Wasser aber unter dem Eise nicht auf dem kürzesten Wege nach Westen geflossen sein wird, sondern zweifellos in Windungen und Umwegen (siehe unten c), so wird das Gefälle des tatsächlichen Weges wesentlich geringer zu veranschlagen sein.

Es wird demgegenüber aber geltend gemacht, daß im Abschmelzgürtel ein sehr viel höheres Gefälle bestanden haben müsse, manchmal unter Berufung auf grönländische und isländische Verhältnisse. Ein Vergleich mit einem Inlandeis, das wie in den dortigen Gebieten über mehr oder weniger steilem Untergrund abwärts fließt, ist nun zwar nur beschränkt angängig. R. GRAHMANN hat indessen für die letzte Vereisung unter Berücksichtigung dessen, daß das norddeutsche Inlandeis im Randgebiet sich aufwärts bewegte, ein Oberflächengefälle des Eises von 5‰ zu Grunde gelegt (R. GRAHMANN 1937, S. 58), ein Betrag der zutreffend sein kann. Auch hier müßte ein gewisser Abschlag erfolgen, um dem gewundenen Weg des Schmelzwassers durch Spalten und Tunnel Rechnung zu tragen. Es kann also für die folgende hydrodynamische Betrachtung ein Gefälle des Wassers von 4,5‰ zu Grunde gelegt werden.

Die aufgeworfene Frage nach der Geschwindigkeit des subglaziären Wasserstroms entzieht sich aber auch dann, wenn das Gefälle bekannt ist, der exakten hydrodynamischen Berechnung, da die hydraulischen Berechnungsformeln Erfahrungswerte und Koeffizienten enthalten, die für die subglaziären Wasserwege fehlen und nicht beschafft werden können, sodaß auf zahlenmäßige Berechnung verzichtet werden muß.

Grundgedanke der Untersuchung: Es wird deswegen in der folgenden Untersuchung von den bekannten Werten offener Wasserläufe ausgegangen. Wenn sich hierbei ergeben wird, daß selbst unter den günstigeren Widerstandsverhältnissen offener Wasserläufe eine für die Schutförderung ausreichende Wassergeschwindigkeit bei dem gegebenen Gefälle nicht entsteht, dann muß sie, da die Widerstände im subglaziären Wasserstrom ungleich größere sind, hier als ausgeschlossenen betrachtet werden. Die Verhältnisse offener Wasserläufe werden also lediglich als Grenzwert verwendet.

In Flüssen, also bei abwärts gerichtetem Gefälle, fängt die Geschiebeförderung, zunächst des Sandes, bei etwa 0,6—0,7 m/sek. Wassergeschwindigkeit an (VAN RINSUM 1950, S. 55). Für kiesigen Boden wird die Geschwindigkeit mit 1,0 m/sek. und für grobsteinigen Boden mit 1,25 m/sek. angegeben („Hütte“ I S. 479). Für eine Fließrichtung aufwärts, entgegen einem Gefälle, das beim Aufstieg aus der Ostseemulde recht beträchtlich ist, würde die Annahme einer erforderlichen Geschwindigkeit von doppelter Größe gerechtfertigt sein, es soll indessen zur Vorsicht nur eine Geschwindigkeit von 2 m/sek. zu Grunde gelegt werden. Das oben veranschlagte Gefälle von $4,5^0/00$ entspricht etwa dem von Wasserläufen in Gebieten mit etwas stärkerer Oberflächenneigung, also zwischen Flachland und Gebirge (VAN RINSUM 1950a, S. 73). Untersuchungen an der Wertach, einem bei Augsburg in den Lech mündenden Nebenfluß, haben bei Hochwasser und bei einem Gefälle von $4^0/00$ eine mittlere Geschwindigkeit von 1,83 m/sek. ergeben und an der Sohle infolge der Reibung nur 0,57 m/sek. (VAN RINSUM 1950, S. 53).

Aus dem vorstehenden, von dem Verfasser VAN RINSUM beliebig gewählten Beispiel eines offenen Flußlaufes, der bei $4^0/00$ Gefälle nur eine Sohlengeschwindigkeit von 0,57 m/sek. zeigt, geht hervor, daß in dem subglaziären Entwässerungssystem mit etwa $4,5^0/00$ Gefälle die Sohlengeschwindigkeit des Wassers noch unter 1 m/sek. bleiben mußte und zwar sogar dann, wenn die günstigeren Verhältnisse offener Flußläufe vorliegen würden. Die Mindestgeschwindigkeit des Wassers, bei der Förderung von Sand und Geröll eintritt, war oben mit 2 m/sek. festgestellt worden. Nun sind aber die Fließwiderstände im subglaziären Tunnel selbstverständlich mehrfach höher als in offenen Wasserläufen:

a) Zunächst ist die Reibung abhängig vom benetzten Umfang des Querschnittes des Wasserstroms. Im offenen Wasserlauf sind nur Sohle und Wände des Flußbettes benetzt, während im völlig gefüllten subglaziären Tunnel keine freie Oberfläche, sondern allseitig benetzter Umfang des Wasserstroms gegeben ist. Daraus resultiert schon fast eine Verdoppelung des äußeren Reibungswiderstandes.

b) Zu beachten ist ferner, daß der Reibungswiderstand etwa mit dem Quadrat der Wassergeschwindigkeit wächst (L. PRANDTL 1949, S. 103). Bei einer Steigerung der Geschwindigkeit auf das erforderliche Maß würde also der Reibungswiderstand auf einen mehrfachen Betrag anwachsen.

c) Die subglaziären Tunnel waren vielfach verzweigt infolge der über den Untergrund verteilten Entstehung des Schmelzwassers durch den Schmelzvorgang und durch unterteilten Zufluß auf dem Spaltenwege. Die durch Richtungsänderungen entstehenden Potentialverluste waren also erheblich größer als beim offenen Flußlauf. Von noch größerer Bedeutung sind Verengungen und namentlich Erweiterungen der Tunnelquerschnitte. Je plötzlicher die Übergänge sind, um so größer wird der Potentialverlust. Am bedeutsamsten sind die Erweiterungen, da hier Neigung der Strömung zur Ablösung von der Wand besteht (L. PRANDTL, S. 162 und „Hütte“, S. 482). Sie werden in den Tunneln in immer erneuter Wiederholung und mit immer weiterer Druckminderung auftreten, während sie in offenen Wasserläufen weniger bedeutsam sind, da hier die freie Oberfläche das Ausweichen gestattet.

Ergebnis: Aus der hydrodynamischen Betrachtung ergibt sich, daß die zur Förderung von Gletscherschutt durch die Tunnel aus der Ostseemulde aufwärts zu den Sandern erforderliche Wassergeschwindigkeit aus dem zur Verfügung stehenden Gefälle nicht erreicht werden konnte. Wenn schon im offenen Flußlauf mit einem Gefälle von $4^0/00$ eine Sohlengeschwindigkeit

von nur 0,57 m/sek. festgestellt wurde, so muß unter gleichen Verhältnissen die Geschwindigkeit bei 4,5 ‰ Gefälle offensichtlich weit unter 1 m/sek. bleiben und kann damit die zur Geröllförderung erforderliche Mindestgeschwindigkeit von 2 m/sek. noch nicht zur Hälfte erreichen. Die im vorstehenden aufgeführten Momente verursachen für den im Tunnel eingeschlossenen Wasserstrom ohne freie Oberfläche eine Vielfachung des Gesamtwiderstandes und damit eine Reduktion der Geschwindigkeit auf einen Bruchteil der erforderlichen. Die Gesamtdifferenz zwischen Soll und Ist bleibt so groß, daß sie auch durch eine im Rahmen des Denkbaren bleibende noch günstigere Gestaltung der geschätzten Zahlenwerte und der verwendeten Erfahrungswerte nicht behoben werden könnte. Nach der unter b) angeführten Erfahrungsregel würde bei Steigerung der Geschwindigkeit von 0,57 m/sek. auf 2 m/sek. der Reibungswiderstand auf den über 12-fachen Betrag ansteigen. Zu seiner Überwindung müßte das Gefälle im gleichen Maß von 4 auf 49 ‰ gesteigert werden. Wenn man daneben noch die große Steilheit der meisten Tunneltäler in ihrem letzten Teil berücksichtigt, so wird in aller Deutlichkeit ersichtlich, daß vom hydrodynamischen Gesichtspunkt aus die Tunnelhypothese aufgegeben werden muß.

Als Widerspruch zu diesem Ergebnis könnte die Beobachtung von „springbrunnenartigen“ Erscheinungen an arktischen Gletschern angesehen werden. Aber einmal sind diese Beobachtungen nur seltener; zum anderen sind die Erscheinungen meistens recht unbedeutend. Am eindrucksvollsten ist der am Malaspina-Gletscher von RUSSEL festgestellte 12—15 Fuß hoch aufspringende Wasserstrom. Es ist der Ausfluß eines nur abwärts fließenden Stroms. Wenn ein Fluß gleicher Energie im Randgebiet, etwa im Bereich der westlichen Ostsee eingetroffen wäre, so würde seine Kraft doch bei weitem nicht ausreichen, um zu den Sandern in der Höhe des 10—20-fachen seiner Steighöhe hinauf zu gelangen. Der Malaspina-„Springbrunnen“ spricht also bei seiner relativ geringen Steighöhe nicht für die Hypothese, sondern gegen sie.

Schließlich muß nochmals daran erinnert werden, daß der hydrodynamischen Untersuchung drei Voraussetzungen beigegeben waren (siehe III Abs. 1), die nur gemacht wurden, um bei der Untersuchung die der bisherigen Theorie günstigsten Verhältnisse unter Ausschaltung strittiger Fragen zu Grunde zu legen. Wenn man aber ein Tunnelsystem an der Sohle des Inlandeises annimmt, wie es auch die Hypothese selbst tut, dann kann aus den schon unter I 6 angegebenen Gründen wohl kaum die Annahme einer zum Kattegatt durchgehenden Verbindung des unter dem Eis befindlichen Entwässerungssystems als unbegründet abgelehnt werden. — Hinsichtlich der Spalten, die offenbar im Abschmelzgürtel sehr zahlreich gewesen sein werden (R. GRAHMANN 1937, S. 60f.), muß nochmals (siehe unter II) auf die Tatsache hingewiesen werden, daß nach dem Gesetz der kommunizierenden Röhren für die Größe des hydrostatischen Drucks nur die letzten randnahen Spalten in Betracht gezogen werden dürfen, wodurch die Erreichung genügenden Druckes von vornherein ausgeschlossen ist. Selbst wenn nur allein diese letztgenannte Voraussetzung fallen gelassen wird, was aus physikalischen Gründen unabweisbar ist, dann ist das hydrodynamische Untersuchungs-Ergebnis für die Hypothese noch ungünstiger: Es erscheint dann nicht nur die Förderung von Gletscherschutt, sondern sogar die Bewegung nur eines Wasserstroms zur Sanderhöhe hinauf ausgeschlossen. Als Ergebnis der Untersuchung darf also festgestellt werden, daß die bisher gewöhnlich vertretene Theorie des in Tunnel-

tälern aufsteigenden und Gletscherschutt mitführenden subglaziären Schmelzwassers nicht haltbar ist.

Die hydrodynamische Untersuchung behandelt einen Teil des gesamten Fragenkomplexes, der nur neben den auf morphologischem Gebiet (siehe I) gemachten Darlegungen zu betrachten ist. Man mag gegen die eine oder andere davon Bedenken erheben, aber das dargestellte Gesamtbild zeigt zum mindesten, daß das Problem einer erneuten Prüfung von geänderten Gesichtspunkten aus bedarf. Wenn die bisherige Hypothese aufgegeben wird, so ergibt sich die Notwendigkeit, die Erscheinungen des Eisrandes und der Sanderbildung anders als bisher zu erklären. Die Schutförderung von unten zum Eisrand hinauf hat nicht auch fluviatil, sondern nur glaziär stattgefunden. Die Zerteilung der vor dem Rande aufgehäuften Schuttmassen sowie die Aufschüttung der Sander konnte nicht durch subglaziäre, sondern nur durch supra-glaziäre oder inglaziäre Schmelzwasser erfolgen.

Den inglaziären Schmelzwasserläufen nach Art der Skizze P. WOLDSTEDT's (1929, Abb. 40) wird eine erhöhte Bedeutung zugemessen werden müssen, aber nicht als Schutförderer, sondern als Verteiler des vom Eis aufwärts bis zum Eisrand geschobenen Sandes und Gerölls. Eine gewisse Bestätigung bringen die Beobachtungen von E. TODTMANN am Vatna-Jökull auf Island (E. TODTMANN 1951, S. 335). Beim Rückzug des Eises bildeten sich zunächst Stauseen, die bei Erreichung genügender Wasserspiegellhöhe nach außen hin über die Sanderflächen entwässerten, aber ohne Schutführung, da die Stauseen als Sandfang wirkten. In dem noch späteren Stadium fand eine subglaziäre Entwässerung zu den Belten hin statt (P. WOLDSTEDT 1950, S. 40 und 365), die indessen auch dann nur vorstellbar sein dürfte, wenn schon vorher ein subglaziäres Tunnelsystem bestanden hat, sodaß nur die letzte Verbindung von den Stauseen zu diesem hergestellt zu werden brauchte.

Mit den letzten Ausführungen ist das Ziel dieser Arbeit schon überschritten; denn es ist mit ihr nur beabsichtigt, die vielen Bedenken, die der Hypothese der Tunneltäler entgegenstehen, zusammenzufassen und durch hydrodynamische Erwägungen zu ergänzen. Die Lösung der vielen neu auftretenden Probleme, wenn man ohne die Hypothese auszukommen sucht, kann nur durch vereinigte Arbeit vieler in längerer Frist gelingen.

Schriftenverzeichnis

- B. BROCKAMP: Die barometrische Höhenberechnung auf der deutschen Grönland-Expedition. - N. Jahrb. f. Geol. u. Pal. 1951, S. 53.
- R. GRAHMANN: Form und Entwässerung des nordeurop. Inlandeises. - Mitt. d. Ges. f. Erdk. Leipzig 1937.
- „Hütte“: Das Ingenieurs Taschenbuch. Berlin. 27. Auflage.
- L. PRANDTL: Führer durch die Strömungslehre. Braunschweig 1949.
- VAN RINSUM: Der Abfluß in offenen natürlichen Wasserläufen. Berlin 1950. — Niederschlag und Abfluß im Regnitzgebiet. Beiträge zur Gewässerkunde. München 1950 [1950a].
- E. M. TODTMANN: Im Gletscherrückzugsgebiet des Vatna-Jökull auf Island 1950. - Neues Jahrb. f. Geol. 1951, S. 335.
- E. WERTH: Fjorde, Fjärde und Fjörden. - Zeitschr. f. Gletscherk. 1908/9.
- P. WOLDSTEDT: Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. Stuttgart 1950. — Das Eiszeitalter. 1929.

Ms. eingeg. 14. 3. 1952

Anschrift des Verf.: Reg.-Dir. a. D. Paul Jaspersen, Kiel, Goethestraße 8.

Das Werk Professor Dr. Hugo Obermaiers 1877–1946

Von H.-G. Bandi, Bern und J. Maringer, Tokio

Im Nachlaß des am 12. November 1946 in Freiburg (Schweiz) im Alter von 69 Jahren verstorbenen Altmeisters der Vorgeschichtsforschung, Professor Hugo OBERMAIER, fand sich eine vollständige Liste seiner Veröffentlichungen, die allem Anschein nach von ihm selbst zusammengestellt worden ist. Da bisher nur in einer schwer zugänglichen französischen Fachzeitschrift Angaben über sein Werk erschienen sind¹⁾, erachten wir es als die beiden letzten Schüler des Verstorbenen für unsere Pflicht, dieses Literaturverzeichnis mit wenigen Abänderungen dem deutschsprachigen Leserkreis zugänglich zu machen. Der Bibliographie seien im Folgenden einige kurze Angaben über das Leben unseres verehrten Lehrers vorausgeschickt.

1877 in Regensburg geboren, durchlief Hugo OBERMAIER die Schulen seiner Vaterstadt. Der Maturand entschied sich für die Theologie und wurde katholischer Geistlicher. Nach 1900 wandte er sich der Vorgeschichtsforschung zu, studierte in Wien bei HOERNES, PENCK und TOLDT, um 1904 mit der Dissertation „Beiträge zur Kenntnis des Quartärs in den Pyrenäen“²⁾ zu doktorieren. Kurz darauf lernte er in Paris den heute noch lebenden Nestor der französischen Prähistoriker, Henri BREUIL, kennen, mit dem er sich aufs engste befreundete, was zu einer langjährigen ersprießlichen Zusammenarbeit der beiden großen Forscher führte. 1908 habilitierte Hugo OBERMAIER sich in Wien mit einer grundlegenden Abhandlung über „Die Steingeräte des französischen Altpaläolithikums“³⁾. 1910 wurde er durch den Prinzen Albert von Monaco an das neu gegründete „Institut de Paléontologie Humaine“ in Paris berufen. Die folgenden Jahre waren ausgefüllt mit Feldforschungen, vor allem Grabungen in der Castillo-Höhle bei Santander und in der Klause bei Neu-Essing.

Der Ausbruch des ersten Weltkrieges verschlug Hugo OBERMAIER von Frankreich nach Spanien, wo er zuerst am Naturhistorischen Museum in Madrid tätig war. Zusammen mit Paul WERNERT und spanischen Schülern begann er das Studium der paläolithischen Funde im Tale des Manzanares bei Madrid und glaziologischer Probleme auf der Iberischen Halbinsel. Seine Leistungen und seine Persönlichkeit verschafften ihm die Anerkennung und Freundschaft hochgestellter Persönlichkeiten, vor allem die des Herzogs von Alba. In der Folge wurde für ihn an der Universität Madrid ein Lehrstuhl für prähistorische Archaeologie geschaffen. Damals erhielt er auch das spanische Bürgerrecht.

Obleich die Lehrtätigkeit ihn stark in Anspruch nahm, fand Professor OBERMAIER immer wieder Zeit zu Arbeiten im Gelände. Seine Untersuchungen über die iberische Altsteinzeit, die frankokantabrische und ostspanische Kunst, die Megalithgräber der Pyrenäenhalbinsel u. a. m. waren von bahnbrechender Bedeutung für die Entwicklung der spanischen Vorgeschichtsforschung, zu de-

1): MARINGER J., Bibliographie d'Hugo Obermaier. Als Anhang zu: BREUIL H., Hugo Obermaier (1877–1946). - *Revue Archéologique* (6) 25, S. 105–119. 1950.

2): Diese Arbeit wurde nie in extenso veröffentlicht, da die Universität Wien keinen Druckzwang kennt. Auszugsweise findet sie sich in den Bänden 4 und 5, 1906, des Archivs für Anthropologie (Literaturverzeichnis Nr. 8 und 9).

3): Literaturverzeichnis Nr. 12.

ren Begründer man ihn zählen muß. Die Ergebnisse, in meisterhafter Formulierung vorgelegt, fanden weit über die Grenzen der Halbinsel hinaus Beachtung. Sein Name gewann in der internationalen Fachwelt immer größeres Ansehen.

Der Ausbruch des spanischen Bürgerkrieges im Jahre 1936 überraschte ihn auf einer Studienreise in Skandinavien. Zum zweiten Mal erlebte er die Bitternis, von seiner Arbeitsstätte vertrieben zu sein und einen großen Teil seines wissenschaftlichen Materials zu verlieren. Nach kurzem Aufenthalt in Italien kam er 1937 in die Schweiz, wo ihm die Universität Freiburg den Lehrstuhl für Vorgeschichte angeboten hatte.

Hier nahm er die Arbeit nochmals auf und versammelte einen kleinen Kreis von Schülern und Freunden um sich, denen er in außerordentlich aufschlußreichen Vorlesungen und Übungen das Ergebnis seiner Lebensarbeit vermittelte. Zugleich wurde er ihnen zu einem Vorbild menschlicher Geläutertheit. Nach dem Tode KOSSINA's erreichte ihn ein Ruf nach Berlin; aber das verlockende Angebot konnte den alternden Gelehrten nicht mehr veranlassen, sich aus der Schweiz, die er rasch lieb gewonnen hatte, fortzubegeben.

Der Ausbruch des zweiten Weltkrieges brachte ihm deshalb auch keine neuen materiellen Schwierigkeiten, doch litt er sehr unter dem Schicksal seiner alten Heimat, an der er nach wie vor hing. Die schweren Sorgen, die er sich um Deutschland, um das Leben seiner dortigen Verwandten und Freunde machte, haben wohl wesentlich dazu beigetragen, daß seine körperliche Widerstandskraft rasch abnahm. Ende 1945 erkrankte er ernstlich. Als sein Freund BREUIL ihn im Frühjahr 1946 zum letzten Mal besuchte, war sein Zustand schon hoffnungslos. Im Spätherbst des gleichen Jahres wurde er von seinem schweren Leiden erlöst.

Professor OBERMAIER hat uns ein umfangreiches und äußerst wertvolles wissenschaftliches Erbe hinterlassen. Aus der nachfolgenden Liste geht hervor, wieviel er gearbeitet und veröffentlicht hat, welche bedeutende Entdeckungen ihm zu verdanken sind und wie umfassend sein Werk ist. Seine Forschungen, die zu einer Zeit einsetzten, als die Vorgeschichte noch ganz in den Anfängen steckte, werden ohne Zweifel immer wichtige Grundsteine unserer Wissenschaft bilden. Deutlich geht aus seinen Arbeiten aber auch die restlose Integrität des Forschers und Menschen hervor. Dies verpflichtet uns, darauf zu achten, daß sein Name hochgehalten und nie für Zwecke verwendet wird, welche der Geisteshaltung des Verstorbenen widersprechen und ihm zu Lebzeiten zuwider gewesen sein könnten. Seine Freunde und Schüler werden ihn immer vermissen und das Andenken des überragenden Gelehrten und hochherzigen Menschen in Ehren halten.

Literaturverzeichnis

Publikationen in Buchform sind durch * hervorgehoben; Bücherbesprechungen sowie in Zeitungen und populären Zeitschriften erschienene Aufsätze wurden nicht aufgenommen.

1. Le Quaternaire des Alpes et la nouvelle classification du Professeur A. PENCK. - *L'Anthropologie* 15, S. 25-36. Paris 1904.
2. Zur Eolithenfrage. - *Archiv für Anthropologie*. N. F. 4, S. 1-11. Braunschweig 1905.
3. Is it certain that Eoliths are made by Man? - *Man (The Anthropological Institute)* 5 (No. 102), S. 177-179. London 1905.
4. La station paléolithique de Krapina. - *L'Anthropologie* 16, S. 13-27. Paris 1905.

5. Les restes humains quaternaires dans l'Europe Centrale. I. Découvertes faites en Autriche-Hongrie. - *L'Anthropologie* 16, S. 385-410. 1905.
6. Les restes humains quaternaires dans l'Europe Centrale. II. Découvertes faites en Allemagne et en Suisse. - *L'Anthropologie* 17, S. 55-80. 1906
7. Liste des coquilles récoltées à Saint-Acheul dans la couche „H“. - *Bull. Soc. Linn. du Nord de la France* 1906 (zusammen mit COMMONT, V. und BABER, J. F.).
8. Beiträge zur Kenntnis des Quartärs in den Pyrenäen. Erster Teil: Das Garonnebecken zwischen Toulouse und Martres. Das Gebiet des Unterlaufs der Ariège. Quartäre Schotter- und Terrassen-Funde. - *Archiv für Anthropologie. N. F.* 4, S. 299-310. Braunschweig 1906.
9. Beiträge zur Kenntnis des Quartärs in den Pyrenäen. Zweiter Teil: Das Garonnegebiet zwischen Martres und St. Bertrand-de-Comings. Das Neste- und Adourgebiet bei Lannemezan und Orignac. - *Ebendort* 5, S. 244-262. 1906.
10. Quaternary human remains in Central Europe. - *Annual Report Smithsonian Instit. for 1906*, S. 373-397. Washington 1907.
11. A propos des Eoliths. - *C. R. Congrès internat. d'Anthrop. et d'Archéol. préhist.*, 13e Session, Monaco 1906. I, S. 261-264. 1907.
12. Die Steingeräte des französischen Altpaläolithikums. - *Mitt. prähist. Komm. Akad. Wiss. Wien* 2, S. 41-125. 1908.
13. Das geologische Alter des Menschengeschlechtes. - *Mitt. geol. Ges. Wien* 3, S. 290-315. 1908.
14. Die am Wagramdurchbruch des Kamp gelegenen niederösterreichischen Quartärfundplätze. - *Jb. für Altertumskunde* 2, S. 49-85. Wien 1908.
15. Die Gudenushöhle in Niederösterreich. - *Mitt. anthropol. Ges. Wien* 38, S. 277 bis 294. 1908.
16. Les poignards en silex belges. - *Bull. Soc. d'Anthropologie de Bruxelles* 27, S. XXXVII-XLVI. 1908.
17. Les formations glaciaires des Alpes et l'homme paléolithique. - *L'Anthropologie* 20, S. 497-522. Paris 1909.
18. Der diluviale Mensch in der Provinz Santander (Spanien). *Prähist. Z.* 1, S. 183 bis 186. Berlin 1909.
19. Ein neues Moustérienskelett. - *Ebendort* 1, S. 187-188. 1909.
20. Crânes paléolithiques façonnés en coupe. - *L'Anthropologie* 20, S. 523-530 (zus. mit BREUIL, H.). Paris 1909.
21. Ein „in situ“ gefundener Faustkeil aus Natal. - *Anthropos* 4, S. 972-975 (zus. mit Bruder OTTO, Trappist). Wien 1909.
22. Die Aurignacienstation von Krems (Nieder-Österreich). - *Jahrb. für Altertumskunde* 3, S. 129-148 (zus. mit STROBL, J. und TROLL, O. von). Wien 1909.
23. SCHLOSSER, Max, unter Mitwirkung von BIRKNER, F. und OBERMAIER, H.: Die Bären- oder Tischoferhöhle im Kaisertal bei Kufstein. - München, 1909. *Abh. Bayer. Akad. Wiss. II. Kl.* 24, II, S. 387-506. München 1909.
24. Die prähistorischen Denkmale des Bezirkes Melk, Österreich. - In: „Österreichische Kunsttopographie“. Band III. Wien 1909.
25. Die Kunst des Eiszeitmenschen. - *Vereinsschrift der Görresgesellschaft* 3, S. 46 bis 64. Köln 1909.
26. Die darstellende Kunst des westeuropäischen Eiszeitmenschen. - *Jahrb. Wiener Pädagog. Ges.* 1910, S. 108-127.
27. Der diluviale Mensch in Spanien. - *Mitt. anthrop. Ges. Wien* 40, S. 32-33. 1910.
28. Zur Psychologie des Eiszeitmenschen. - „Der Aar“ 1, 18 S. Regensburg 1910.
29. La station solutréenne de Ondratitz (Moravie). - *L'Anthropologie* 22, S. 403 bis 412 (zus. mit MAŠKA, Ch.). Paris 1911.
30. Die Kastlhäng-Höhle, eine Renntierjägerstation im bayerischen Altmühltale. - *Beitr. z. Anthrop. und Urgeschichte Bayerns* 18, S. 119-164 (zus. mit FRAUNHOLZ, J. und SCHLOSSER, M.). München 1911.
31. Das Plateaulehmpaläolithikum des nordöstlichen Waldviertels von Nieder-Österreich. - *Mitt. anth. Ges. Wien* 41, S. 1-32 (zus. mit KIESSLING, F.). Wien 1911.
32. Fouilles de la Grotte du Castillo (Espagne). - Genève, 1913. *Congr. Internat. d'Anthrop. et d'Archéol. préhist. Compte-rendu* 14. Sess. Genève 1912. Tome I, S. 361-362 (zus. mit H. BREUIL).
33. Die vor- und frühgeschichtlichen Befestigungen am Rauhen Kulm bei Neustadt a./Kulm (Oberpfalz). Aus dem wissenschaftl. Nachlasse von A. NEISCHL, herausgegeben von H. OBERMAIER. - 34 S. Nürnberg 1912.
34. Der Mensch der Vorzeit. - 592 S., 39 Taf., 12 Kart., 395 Abb. Berlin-München-Wien 1912 (zugleich Band I des Werkes: Der Mensch aller Zeiten).

35. La statuette de Mammoth de Předmost. - *L'Anthropologie* 23, S. 273-285 (zus. mit MAŠKA, Ch. und BREUIL, H.). Paris 1912.
36. Le limon hesbayen de la Hesbaye. - *L'Anthropologie* 23, S. 119-121. Paris 1912.
37. Les premiers travaux de l'Institut de Paléontologie Humaine. - *L'Anthropologie* 23, S. 1-27 (zus. mit H. BREUIL). Paris 1912.
- * 38. Der Mensch der Vorzeit (Russische Ausgabe). - Verlag Ephrem und Brockhaus, St. Petersburg 1913.
- * 39. La Pasiéga à Puente Viesgo (Santander- Espagne). - 64 S. (zus. mit BREUIL, H. und ALCALDE DEL RIO, H.). Monaco 1913.
40. Eiszeitkunst. - *Hochland* 10. 10 Seiten. München 1913.
41. Institut de Paléontologie Humaine: Travaux exécutés en 1912. - *L'Anthropologie* 14, S. 1-16 (zus. mit BREUIL, H.). Paris 1913.
42. Paläolithbeiträge aus Nordbayern. - *Mitt. anthrop. Ges. Wien* 44, S. 44-62 (zus. mit WERNERT, P.). Wien 1944.
43. Institut de Paléontologie Humaine: Travaux de l'année 1913. - *L'Anthropologie* 25, S. 225-262 (zus. mit BOULE, M. und BREUIL, H.). Paris 1914.
44. L'Acheuléen de la Bavière. - Institut Français d'Anthropologie. C. R. 2, S. 22 bis 24 (Suppl. à *L'Anthropologie* 25, 1914).
45. Diluviales Österreich (Zeichnungen der Kostelikhöhle in Mähren). - *Prähist. Z.* 6, S. 173-176. Berlin 1914.
46. Estudio de los glaciares de los Picos de Europa. - *Trabajos del Museo Nacional de Ciencias Naturales. Serie geológica. Num. 9*, 41 S. Madrid 1914.
- * 47. La Pileta à Benaolan (Malaga-España). - 68 S. (zus. mit BREUIL, H. und VERNER, W.). Monaco 1915.
48. Datos para la climatología cuaternaria de España. - Madrid, 1915. *Bol. Real Soc. Esp. de Hist. Nat.* 15. S. 402-411 (zus. mit CARANDELL, J.). Madrid 1915.
49. La mandíbula neandertaloide de Bañolas (España). - Museo Nac. de Cienc. Nat. Madrid, Com. Invest. Paleont. y Prehist., Mem. núm. 6. 42 S. (zus. mit HERNANDEZ-PACHECO, E.). Madrid 1915.
- * 50. El Hombre Fósil. - Ebendorf, Mem. núm. 7. 397 S. Madrid 1916.
51. Contribución al estudio del glaciario cuaternario de la Sierra de Credos. - *Trab. Mus. Nac. de Ciencias Naturales, Serie geológica. Núm. 14*. 54 S. (zus. mit CARANDELL, J.). Madrid 1916.
52. Los glaciares cuaternarios de la Sierra Nevada. - Ebendorf. Núm. 17. 87 S. (zus. mit CARANDELL, J.). Madrid 1916.
53. Los glaciares cuaternarios de la Sierra de Guadarrama. - Ebendorf. Núm. 19. 94 S. (zus. mit CARANDELL, J.). Madrid 1917.
54. Prehistoria y orígenes de la civilización. - Introducc. a la obra de W. Oncken, „Historia Universal“, Tomo I, S. XXXI-CXXXII (zus. mit BOSCH-GIMPERA, P.). Barcelona 1917.
55. Yacimiento prehistórico de Las Carolinas (Madrid). - *Mus. Nac. Cienc. Nat. Madrid, Com. Invest. Paleont. y Prehist., Mem. 16*. 35 S. Madrid 1917.
56. Nuevos datos acerca de la extensión del glaciario cuaternario en la Cordillera Central. - *Bol. Real Soc. Españ. Hist. Nat.* 17. S. 252-260 (zus. mit CARANDELL, J.). Madrid 1917.
57. Yacimiento paleolítico de Las Delicias (Madrid). - *Mem. Real Soc. Españ. de Hist. Nat.* Tomo XI, Mem. 1. 35 S. (zus. mit WERNERT, P.). Madrid 1918.
58. Trampas cuaternarias para espíritus malignos. - *Bol. Real Soc. Españ. de Hist. Nat.* 18, S. 162-169. Madrid 1918.
59. La Cueva del Buxu (Asturias). - *Mus. Nac. Cienc. Nat. Madrid, Com. Invest. Paleont. y Prehist., Mem. 20*. 42 S. (zus. mit CONDE DE LA VESA DEL SELLA). Madrid 1918.
60. Las pinturas rupestres del Barranco de Valltorta (Castellón). - Ebendorf, 23. 134 S. (zus. mit WERNERT, P.). Madrid 1919.
61. El Dolmen de Matarrubilla (Sevilla). - Ebendorf, Mem. 26, 83 S. (zus. mit WERNERT, P.). Madrid 1919.
62. Die Dolmen Spaniens. - *Mitt. anthrop. Ges. Wien* 50, S. 107-132. Wien 1920.
63. Los derroteros del Paleolítico antiguo en Europa. - *Bol. Real Acad. Historia* 76, S. 214-219. Madrid 1920.
64. Das Paläolithikum und Epipaläolithikum Spaniens. - *Anthropos* 14/15, S. 143-179. Wien 1920.
65. Die eiszeitliche Vergletscherung Spaniens. - *Pet. Geogr. Mitt.* 67, S. 158-162. Gotha 1921.
66. El Cuaternario de las Canteras de Vallecas (Madrid). - *Bol. Inst. Geol. de España* 42, S. 305-332 (zus. mit WERNERT, P. u. PEREZ DE BARRADAS, J.). Madrid 1921.

67. Bronce ibérico representando un sacrificio. - Bol. Soc. Españ. de Excursiones, Anno 29, S. 130-142. Madrid 1921.
68. El glaciario cuaternario en el valle del Río Ara y en el Parque Nacional de Ordesa (Pirineos). - Bol. Soc. Ibér. Cienc. Nat. 20, S. 106-110. Zaragoza 1921.
69. Palaeolithikum und steinzeitliche Felskunst in Spanien. - Prähist. Z. 13/14, S. 177-199. Berlin 1920-22.
70. Impressions de un viaje prehistórico por Galicia. - Bol. Arqueol. de la Comisión provincial de Monumentos históricos y artísticos de Orense 7, núms. 148 y 149. 45 S. Orense 1923.
71. Escultura cuaternaria de la Cueva del Rascaño (Santander). - Bull. Assoc. Catalana d'Antropologia, Etnologia i Prehistoria 1, S. 7-14. Barcelona 1923.
72. Estudios de Economía Prehistórica. - Revista Nacional de Economía 14, S. 155 bis 180 (zus. mit PEREZ DE BARRADAS, J.). Madrid 1923.
73. Era paleolítica y Arte rupestre de la Edad de La Piedra en España. - Apéndice a la obra de Karl WOERMANN, Historia del Arte en todos los tiempos y pueblos. Tomo 1, S. 657-668. Madrid (Calleja) 1924.
- * 74. Fossil Man in Spain. With an introduction by Henry FAIRFIELD Osborn. - 495 S. Yale University Press. New Haven 1924.
75. El Dolmen de Soto (Trigueros; Huelva). - Bol. Soc. Españ. de Excursiones, Año 32, S. 1-31. Madrid 1924.
76. Las diferentes facies del Musteriense español y especialmente del de los yacimientos madrileños. - Revista de la Biblioteca, Archivo y Museo, Ayuntamiento de Madrid, S. 143-177 (zus. mit PEREZ DE BARRADAS, J.). Madrid 1924.
77. Reallexikon der Vorgeschichte, herausgegeben von M. EBERT. 15 Bände, Berlin 1924-29. Zahlreiche Einzelartikel von H. OBERMAIER.
78. Vorgeschichtliches Jahrbuch, herausgegeben von M. EBERT, Berlin 1924-27. 4 Bände, mit der Bibliographie der Jahre 1924 (I), 1925 (II), 1926 (III) und 1927 (IV). Enthält aus der Feder von H. OBERMAIER die kritisch-bibliographische Zusammenfassung der einschlägigen paläolithischen Literatur.
- * 79. El Hombre Fósil. - 2. Aufl., 457 S. Madrid 1925.
80. Die bronzezeitlichen Felsgravierungen von Nordwestspanien (Galicien). - IPEK (Jahrb. für prähist. u. ethnogr. Kunst) 1925, S. 51-59. Leipzig 1925.
- * 81. Hadschra Máktuba. Urzeitliche Felsbilder Kleinafrikas. - 62 S., 160 Tafeln, 11 Karten, (zus. mit L. FROBENIUS). München 1925.
82. La vida de nuestros antepasados cuaternarios en Europa. - Akademie-Rede anlässlich der Aufnahme des Verfassers in die „Real Academia de la Historia“ Madrid. 117 S. Zu gleicher Zeit erschienen in „Revista de Occidente“, Nr. 34 und 35. Madrid 1926.
83. La cueva de Altamira y la villa de Santillana del Mar (Santander). - Junta Protectora de la cueva de Altamira. 46 S. (zus. mit ORTIZ DE LA TORRE, E.). Madrid 1926.
84. Neuentdeckte Eiszeitmalereien in Teruel (Ostspanien). - Natur und Museum 56, S. 238-244. Frankfurt/M. 1926.
85. Eine Mammutdarstellung aus Süddeutschland. - IPEK 1926, S. 29-32 (zus. mit FRAUNHOLZ, J.). Leipzig 1926.
86. Sierra de Guadarrama. - XIV. Congr. Geol. Intern. Excursion B/2. 46 S. (zus. mit CARANDELL, J.). Madrid 1926.
87. Nuevas pinturas rupestres descubiertas en los alrededores de Tormón (Teruel). - Investigación y Progreso 1, S. 1-2. Berlin 1927.
88. Las pinturas rupestres de los alrededores de Tormón (Teruel). - Bol. Real Acad. Historia 90. S. 7-27 (zus. mit H. BREUIL). Madrid 1927.
89. El yacimiento de San Blas, cerca de Teruel. - Asociación Española para el Progreso de las Ciencias. Congreso de Cádiz, tomo 8. 15 S. (zus. mit H. BREUIL). Madrid 1927.
90. Der skulptierte Rengeweihestab aus der mittleren Klausenhöhle bei Essing (Niederbayern). - IPEK 1927, S. 1-9 (zus. mit FRAUNHOLZ, J.). Leipzig 1927.
91. Die Felsmalereien der „Cueva del Civil“, Valltorta-Schlucht; Prov. Castellon (Eine Aufklärung). - IPEK 1927, S. 91-94. Leipzig 1927.
92. El Paleolítico del Africa Menor. - „Estudios Eruditos“ in memoriam de Adolfo BONILLA y San Martín (1875-1926). Publicados por la Facultad de Filosofía y Letras de la Universidad Central en homenaje do su ilustre exdecano (S. 27-43). Madrid 1927.
93. A guide to the caves of Altamira and the town of Santillana del Mar (Province of Santander, Spain). - Junta Protectora de la Cueva de Altamira (zus. mit ORTIZ DE LA TORRE, E.). Madrid 1927.

94. Die ältere Steinzeit Böhmens und Mährens. - Einleitung zu: R. TRAUTMANN & M. VASMER „Grundriß der slavischen Philologie und Kulturgeschichte“, Bd. IV: J. SCHRANIL, Die Vorgeschichte Böhmens und Mährens, S. 1-34. Leipzig und Berlin 1928.
95. Leichennagelung in Altspanien. - Festschrift für Prof. P. W. SCHMIDT, S. 943-948. Wien-Mödling 1928.
96. El Paleolítico del Marruecos Español. - Bol. Real Soc. Españ. de Hist. Nat. 28, S. 269-272. Madrid 1928.
97. Altamira. - Forschungen und Fortschritte 4, S. 283-284. Berlin 1928.
98. Alt-Paläolithikum mit Blatt-Typen. - Mitt. anthrop. Ges. Wien 59, S. 293-310 (zus. mit P. WERNERT). Wien 1929.
99. La Cueva de Altamira y la villa de Santillana del Mar (Santander). - 2a edición (zus. mit ORTIZ DE LA TORRE, E.). Madrid 1929.
100. Altamira. - IV. Congr. internac. de Arqueologia (Exposición internacional de Barcelona 1929). 24 S. (in spanischer, französischer und deutscher Sprache). Barcelona 1929.
101. La edad cuaternaria de las pinturas rupestres del Levante Español. - Homenaje a Don Ignacio Bolívar. Tomo XV, fascículo segundo de las „Memorias“ de la Real Sociedad Española de Historia Natural. S. 527-538 (zus. mit WERNERT, P.). Madrid 1929.
102. Iberische Prunkkeramik vom Elche-Archena-Typus. - IPEK 1929, S. 56-73 (zus. mit HEISS, C. W.). Leipzig 1929.
- * 103. Buschmannkunst. Felsmalereien aus Südwestafrika. - 64 S., 39 Taf., 10 Abb. im Text (zus. mit KÜHN, H.). München (Kurt WOLFF) 1930.
- * 104. Bushman Art. Rock Paintings of South-West Africa. - Oxford University Press 1930.
105. Una obra maestra de cerámica ibérica. - Investigación y Progreso 4, S. 1-2. Berlin 1930
106. Zur Terminologie des Paläolithikums. - Nachr.-Blatt für deutsche Vorzeit 6, S. 177-179 (zus. mit KÜHN, H.). Leipzig 1930
107. Yacimientos paleolíticos del valle del Jarama (Madrid). - Ann. de Prehistoria Madrileña 1, S. 29-35 (zus. mit PEREZ DE BARRADAS, J.). Madrid 1930.
108. Altamira, the Cavern of the Stone Age Artists. - Natural History (Journ. Amer. Mus. Nat. Hist.) 30, 9 S. New York 1930.
109. Las Cuevas de Altamira. - Publicaciones del „Patronato Nacional del Turismo“ (in spanischer, französischer, deutscher und englischer Ausgabe). 24 S. Madrid o. J.
110. Le Paléolithique de l'Afrique Mineure. Revue Archéologique (5. Serie) 31, S. 253-273. Paris 1930.
111. Die diluviale und altalluviale Steinzeit der Pyrenäenhalbinsel nach dem Stande unseres derzeitigen Wissens. - „Spanische Forschungen der Görresgesellschaft“. Erste Reihe, 3. Band, S. 1-20. Münster i. W. 1930.
- * 112. Urgeschichte der Menschheit. - In: H. FINKE, H. JUNKER & G. SCHNÜRER: Geschichte der führenden Völker. 200 S., 6 Taf., 14 Abb. Freiburg i. Br. (Herder & Co.) 1931.
113. L'âge de l'art rupestre nord-africain. - L'Anthropologie 41, S. 65-74. Paris 1931.
114. Die diluvialen menschlichen Skelettfunde Nordafrikas. - Anthrop. Anzeiger 7, S. 259-265. Stuttgart 1931.
115. Altiberische Votivbronzen. - „Pantheon“, Heft 6, S. 251-254. München 1931.
116. El casco griego de Huelva. - Bol. Real. Acad. Historia 98. S. 646-648 (zus. mit ALBELDA, J.). Madrid 1931.
117. Das Alter der vorgeschichtlichen Felskunst Nordafrikas. - Forschungen und Fortschritte 8, S. 1-3. Berlin 1932.
118. Über die Verwertbarkeit der altweltlichen Paläolithypen für die prähistorische Chronologie auf amerikanischem Boden. - Wiener präh. Z. 19, S. 3-8. Wien 1932.
119. La Antigüedad del Arte rupestre del Norte de Africa. - Bol. Real Acad. Historia 100, S. 243-253. Madrid 1932.
- * 120. El Hombre prehistorico y los orígenes de la Humanidad. - Biblioteca de la „Revista de Occidente“. 260 S., 18 Taf., 27 Abb. Madrid 1932 (2. Aufl. 1941).
121. Beiträge zur Kenntnis der quartären Vereisung der Iberischen Halbinsel. - Z. f. Gletscherkunde 20, S. 422-425. Berlin 1932.
122. Oeuvres d'art du Magdalénien final de la Grotte du „Pendo“, près Santander (Espagne). - Préhistoire 1, S. 9-18. Paris 1932.
123. Leichennagelung im spanischen Mittelalter. - Forsch. und Fortschritte 9, S. 169 bis 171. Berlin 1933.

124. El Gran Altar de Pérgamo y el Museo de su nombre en Berlín. - Investigación y Progreso 7, S. 129-136. Madrid 1933.
125. Der diluviale Mensch auf der Pyrenäenhalbinsel. - XVI. International Geological Congress. „Report“ S. 1275-1289. Washington 1936.
126. Las cuevas de Altamira y la villa de Santillana del Mar (Santander). - Junta Protectora de las Cuevas de Altamira, Madrid. 50 S. 3. ed. (zus. mit ORTIZ DE LA TORRE, E.). Madrid 1934.
127. Das Capsien-Problem im westlichen Mittelmeergebiet. - Germania (Anz. Römisch-German. Kommission usw.) 18, S. 165-173. Berlin 1934.
128. Estudios prehistóricos en la Provincia de Granda. - Anuario del Cuerpo Facultativo de Archiveros, Bibliotecarios y Arqueólogos 1, S. 255-292. Madrid 1934.
129. Una excursión a la fortaleza celtibérica de Termancia (Soria). - Bol. Acad. Historia 105, S. 181-188. Madrid 1934.
130. Löße und Lößmenschen in Europa. - Forsch. und Fortschritte 11, S. 71-74 Berlin 1935.
131. The formation of „loess“ in Europe and their importance in determining the chronology of Fossil Man. - Research and Progress 1, S. 111-117. Berlin 1935.
132. Las formaciones de loess en Europa y su importancia para la cronología del Hombre fósil. - Investigación y Progreso 9, S. 193-200. Madrid 1935.
133. A guide to the caves of Altamira and the Town of Santillana del Mar (Province of Santander, Spain). - Junta Protectora de las Cuevas de Altamira. 2. Ed. 45 S. (zus. mit ORTIZ DE LA TORRE, E.). Madrid 1935.
134. Neue diluviale Felsmalereien in der Provinz Castellón (Ostpreußen). - Forsch. und Fortschritte 11, S. 417-418. Berlin 1935.
135. Las pinturas rupestres del Barranco de Gasulla (Provincia de Castellón). - Investigación y Progreso 10, S. 1-4. Madrid 1936.
136. The rock paintings of the Barranco de Gasulla (Province of Castellón, Spain). - Research and Progress 3, S. 131-134. Berlin 1937.
- * 137. La Cueva de Altamira en Santillana del Mar - Obra publicada por la Junta de las Cuevas de Altamira, the Hispanic Society of America y la Academia de la Historia (Madrid). 236 S., 53 Taf., 183 Abb. (zus. mit BREUIL). Span. Ausgabe, Madrid 1935.
- * 138. Dasselbe, engl. Ausgabe, Madrid 1935.
139. Brazaletes de la Edad del Bronce hallado en Asturias. - Soc. Españ. de Antrop. Etnogr. y Prehist., Actas y Memorias 14, S. 261-262. Madrid 1935.
140. Die neuen eiszeitlichen Felsmalereien der Gasulla-Schlucht, Provinz Castellón (Ostspanien). - IPEK (Jahrb. für prähist. und ethnogr. Kunst) 1935, S. 1-5. Berlin-Leipzig 1936.
- * 141. Excavaciones en la Cueva Remigia (Castellón). - Junta Superior del Tesoro Artístico-Sección de Excavaciones. Memoria núm. 136. 99 S., 72 Taf., 15 Abb. (zus. mit PORCAR, J. und BREUIL, H.). Madrid 1935. [Die Arbeit ist auch als Separatum erschienen unter dem Titel „Las Pinturas rupestres de la Cueva Remigia (Castellón)“, Madrid 1936.]
142. Ein menschlicher Milchschnidezahn aus der Klausenhöhle (Niederbayern). - Z. f. Ethnologie 68, S. 256-259 (zus. mit ABEL, W.). Berlin 1936.
143. Quartärprobleme in Oberitalien und Toscana. - Forsch. und Fortschritte 13, S. 121-123. Berlin 1937.
144. Problems of the Quaternary in Upper Italy and Tuscany. - Research and Progress 3, S. 283-287. Berlin 1937.
145. Quartärprobleme in Latium und Unteritalien. - Forsch. u. Fortschritte 13, S. 164-166. Berlin 1937.
146. Problems of the Quaternary in Latium and Lower Italy. - Research and Progress 4, S. 15-21. Berlin 1938.
147. Ein diluviales Kriegerbild. - Anthrop. Anzeiger 14, S. 73-76. Stuttgart 1937.
148. Nouvelles études sur l'art rupestre du Levant Espagnol. - L'Anthropologie 47, S. 477-498. Paris 1937.
149. Die Bedeutung der Petershöhle bei Velden für das Moustérien-Problem. - Mitt. anthrop. Ges. Wien 67, S. 149-155. Wien 1937.
150. Probleme der paläolithischen Malerei Ostspaniens. - Quartär 1, S. 111-119. Berlin 1938.
151. Die Walliser Felsgravierungen der Hubelwänge (Zermatt) und von Salvan. - Jahrb. Schweiz. Ges. für Urgeschichte 30 (1938), S. 162-166. Frauenfeld 1940.
152. Mammutjagd u. Mammutkost. - Forsch. u. Fortschritte 15, S. 134-137. Berlin 1939.

153. Hunting the Mammoth as a source of food supply. - Research and Progress 5, S. 275-282. Berlin 1939.
154. La caza del mamut y el mamut como alimento. - Investigación y Progreso 9, S. 16-35. Madrid 1940.
155. Peintures rupestres schématiques de la Sierra de Harana (Province de Grenade, Espagne). - Mélanges de Préhistoire et d'Anthropologie offerts au Professeur Comte H. Begouën, vol. I, S. 343-350. Toulouse 1939.
156. Altsteinzeitliche Justizpflege. - „Paideuma“ (Mitteilungen zur Kulturkunde) 1, S. 193-198, mit 6 Abbildungen. Leipzig 1939.
157. Streiflichter in das Leben der späteiszeitlichen Rentierjäger der Urschweiz. - Jahrb. schweiz. Ges. Urgeschichte 3, S. 123-132. Frauenfeld 1941.
158. Der alpine Höhlenbär und seine diluvialen Jäger. - Bull. Soc. Fribourg. Sci. nat. 35, S. 95-106. Fribourg 1940.
159. El orso de las cavernas. - Investigación y Progreso 12, S. 22-26. Madrid 1941.
160. Diluviale Fellbehandlung und Bekleidungsfragen. - Forsch. u. Fortschritte 16, S. 89-92. Berlin 1940.
161. The treatment of skins and clothing problems during quaternary times. - Research and Progress 6, S. 150-156. Berlin 1940.
- * 162. El Hombre prehistórico y las orígenes de la Humanidad. - 2. Ed. Biblioteca de la „Revista de Occidente“. 319 S., 24 Taf., 51 Abb. (zus. mit GARCIA y BELLIDO, A.). Madrid 1941.
163. Die Uranfänge der Gravierung und Plastik beim Eiszeitmenschen. - Forsch. u. Fortschritte 17, S. 149-152. Berlin 1941.
164. The first beginnings of engraving and sculpture during the Ice Age. - Research and Progress 8, S. 85-93. Berlin 1942.
165. Die Uranfänge der Malerei beim Eiszeitmenschen. - Forsch. u. Fortschritte 17, S. 216-218. Berlin 1941.
166. The first beginnings of painting during the Ice Age. Research and Progress 8, S. 125-132. Berlin 1942.

Manusk. eingeg. 11. 7. 1952.

Ansch. d. Verf.: Prof. Dr. H.-G. Bandi, Bernisches Historisches Museum, Bern (Schweiz), Prof. Dr. P. I. Maringer, Archaeological Institute, Ichikawa City, Chika Prefect., Japan.

Die Untersuchung der paläolithischen Freilandstation von Salzgitter-Lebenstedt

Ein Vorbericht von A. Tode, F. Preul, K. Richter, W. Selle, K. Pfaffenberg, A. Kleinschmidt, E. Guenther; mit einem Anhang von A. Müller & W. Schwartz.

1. Einleitung

(A. Tode). Mit 3 Abb.

Es mußte rasch gehandelt werden, als Anfang 1952 beim Bau der neuen Kläranlage nördlich von Salzgitter-Lebenstedt an der Straße nach Broistedt (Abb. 1: Ausschnitt aus dem Meßtischblatt 3827 Lesse) in der Baugrube des Pumpenhauses 5 m tief, — d. h. 4 m unter dem normalen Grundwasserspiegel — Dutzende von Knochen eiszeitlicher Tiere gefunden waren und der Verdacht bestand, daß mehrere auf dem Abraum neben der Grube gefundene Feuersteinartefakte paläolithischen Gepräges (Finder: Dr. ing. KUMMER, Salzgitter) aus derselben Fundschicht stammen könnten.

Es ist das nicht hoch genug anzurechnende Verdienst des Heimatpflegers und Heimatforschers von Salzgitter, Stadtschulrat ZOBEL, sofort telefonisch dem Braunschweigischen Landesmuseum als der amtlichen Stelle für die urgeschichtliche Bodendenkmalpflege im Niedersächsischen Verwaltungsbezirk Braunschweig Nachricht von dem Funde gegeben zu haben. Mancher Heimatfreund hätte vielleicht im Interesse einer vermeintlichen „Sicherung“ der Funde für das eigene Museum mit dem Finder der Artefakte nur ein Bodenprofil genommen und alle erreichbaren Funde aus der Schicht geborgen, bis der Platz einige Tage später nach Abschluß des Fundamentbaues für die Wissenschaft verloren gewesen wäre.

Von wie wenigen paläolithischen Fundplätzen haben wir aber neben einem gesicherten geologischen Bodenprofil einen ausreichenden archäologischen Fundbestand aus einer durch Fachgrabung gesicherten Lagerung! Das sollte bei diesem Platz einmal anders sein! Nachdem eine zweitägige Probeuntersuchung eine primäre Lagerung der Knochen und Artefakte bestätigt hatte, entschloß sich daher der Verfasser, im Interesse der Quartärforschung hier mit aller Kraft und mit allem Optimismus zuzupacken.

Eine gleich zu Anfang aufgestellte Grabungsplanung mit etwa DM 20 000.— Kosten, die zwar von Fachkollegen als viel zu großzügig angegriffen wurde, konnte in vollem Umfange zur Durchführung gebracht werden. Der Stadt Salzgitter, die sofort Mittel bereitstellte, damit die Grundwasserabsenkung im Gange bleiben konnte, der Deutschen Forschungsgemeinschaft und dem Herrn Niedersächsischen Kultusminister, die sodann weitere Forschungszuschüsse leisteten, sowie den zahlreichen Werken, Firmen und Privat Spendern, die insgesamt unsere fast viermonatige Grabung mit den so reichen Ergebnissen ermöglichen haben, sei schon in diesem ersten Bericht herzlicher Dank gesagt!

Durch die sofortige Heranziehung sämtlicher Disziplinen der Quartärforschung hat sich der Verfasser als Leiter der Grabung bemüht, alle nur irgend möglichen Spezialkenntnisse aus dem Fundplatz zu gewinnen, mußte doch bei

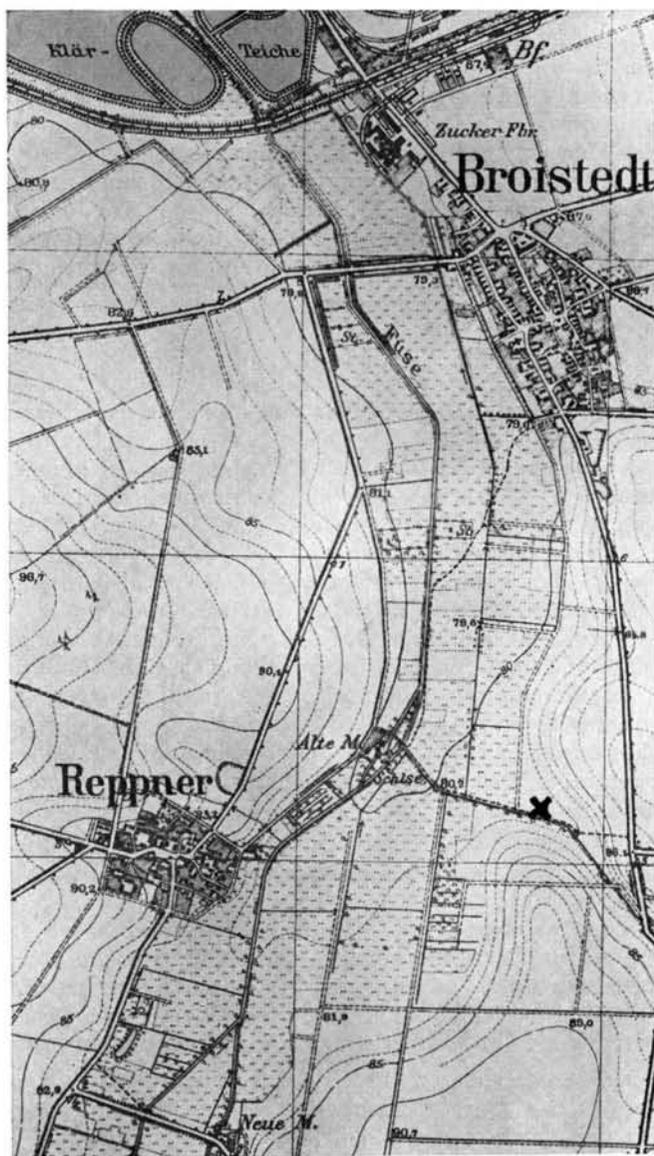


Abb. 1. Die Lage des Fundplatzes an der Gemarkungsgrenze Salzgitter-Lebenstedt/Broistedt. Ausschnitt aus der Top. Karte 1 : 25 000 Blatt 3827 Lesse. Mit Genehmigung des Niedersächsischen Landesvermessungsamts vom 20. 4. 1953 — Kart. 1080 B.

genügend reichem Forschungsmaterial die so ermöglichte gegenseitige Ergänzung und Kontrolle der einzelnen Fächer den Gesamterfolg des Forschungsvorhabens erheblich vergrößern. Einige hauptbeteiligte Forscher kommen bereits in den folgenden vorläufigen Berichten zu Worte. Andere werden darüber hinaus im Rahmen der vom Amt für Bodenforschung, Hannover, geplanten Monographie über die paläolithische Station von Salzgitter-Lebenstedt ihren Beitrag veröffentlichen.

Einen ganz besonderen Dank möchte ich den Herren Geologen vom Amt für Bodenforschung in Hannover sagen, die in voller Erkenntnis der Bedeutung des Fundplatzes für die Quartärgeologie trotz anderweitiger drängender Arbeiten einen wochenlangen Einsatz in Salzgitter ermöglichten und das geologische Ergebnis über die Frage der Datierung der Fundschichten hinaus erheblich verbreiterten. Dem Herausgeber dieses Jahrbuches, Prof. Dr. WOLDSTEDT, der unsere Grabung mehrfach besuchte, und der mit seinem anspornenden Interesse auch die Vorberichte der einzelnen Mitarbeiter auf der Tagung in Krefeld veranlaßte, sei herzlichst gedankt für die Raum- und Abbildungsmöglichkeiten, die er dem Problem der paläolithischen Station von Salzgitter-Lebenstedt in dieser Zeitschrift einräumt!

* * *

Der Ausgangspunkt der Grabung war ein sauber abgestochenes, im Lackabzug gesichertes geologisches Bodenprofil an der Nordwand der ziemlich steil ausgehobenen Baugrube des Pumpenhauses. Unter Verbreiterung der Baugrubensohle — Zurücklegung der Profilwand um etwa 1 m nach Norden hin — konnte ein unberührter, etwa 1,5 m breiter, West-Ost verlaufender Streifen als erster Versuchsschnitt (Fläche I) in mehreren Schichten untersucht werden. Durch die Verlängerung des Versuchsschnittes am Pumpenhaus entlang nach Osten (Fläche II/III) wurde dann ein Streifen von insgesamt 10 m Länge bis über 5 m Tiefe zur Untersuchung gebracht, vor allem, um Art und Ausdehnung der Fundschichten zu ermitteln. Der Reichtum an zoologischem Material und an Feuerstein-Artefakten (mehrere auf jedem Quadratmeter!) wurde schon in diesem ersten Schnitt klar. Später ist der Versuchsschnitt auch nach Westen hin noch um fast 5 m verlängert worden (Fläche 0), so daß insgesamt ein Profileinblick West-Ost durch die Fundschichten von fast 15 m Länge möglich geworden ist.

Wegen der für unsere Grabung noch nicht tief genug reichenden Grundwasserabsenkung konnte im Versuchsschnitt die Untersuchung zunächst nur bis etwas über 5,0 m Tiefe geführt werden, so daß also das Liegende der Fundschichten noch nicht erreicht wurde. (Diese untersten Schichten sind später im Zusammenhang mit der Hauptfläche untersucht worden.) Um aber den Umfang des Gesamtvorhabens schon am Anfang besser abschätzen zu können, wurde durch kleine, die Fundschichten möglichst schonende Versuchslöcher und Handbohrungen versucht, die Gesamtmächtigkeit der Fundschichten zu bestimmen.

Als die Bewilligung größerer Mittel gesichert war, entschloß sich der Verfasser, eine Hauptfläche von 10 × 12 m nördlich des Pumpenhauses für die Untersuchung freizulegen. Erst aus einer solchen Fläche war ein ausreichendes wissenschaftliches Ergebnis zu erhoffen. Dadurch daß diese Fläche nach Norden hin, also in Richtung auf den natürlichen Hang des Tales genommen wurde, konnte dabei Aussicht bestehen, die Grenzen der besonders stark knochenführenden humosen Schichten und damit die eigentlichen menschlichen Lagerplätze am Talhang zu erreichen.

Die Hauptfläche (Fläche IV) ist nach Abdeckung der oberen fundleeren Schichten mit dem Greifbagger und nach Erweiterung des Pumpsystems um zwei weitere, 8 m tiefe Brunnen mit etwa 20 m Leitungen in den Monaten April und Mai 1952 in aller Gründlichkeit bis zum Liegenden der Fundschichten untersucht worden (Abb. 2). Durch die Hilfe der Bundesgrenzschutzabteilung in Braunschweig und durch die erwähnten hochherzigen Spenden braunschwei-



Abb. 2. Die Hauptgrube während der Ausgrabung.

gisch-hannoverscher Werke und Unternehmen wurde es möglich, die Hauptfläche IV nach der besonders fundreichen Westseite hin noch zu erweitern (Abb. 3). Wertvolle Funde und Aufschlüsse konnten darüber hinaus in einer 15 m westlich des Pumpenhauses gelegenen weiteren Baugrube („Sandfang“) gewonnen werden.

Die angewandte Grabungstechnik entspricht den modernen Methoden einer Siedlungsgrabung mit Abdeckung der Fundschichten in dünnen Lagen, wobei Funde und Erdverfärbungen in Art und Ausdehnung zur späteren Deu-



Abb. 3. Typisches Bild der Fundschicht.

tung des Gesamtbefundes in Plänen, Profilen und Fotos festgehalten werden. Aus der Untersuchung der zahlreichen an Spezialforscher gegebenen Schicht- und Materialproben und aus der Bestimmung der zunächst nur sorgfältig registrierten Funde der einzelnen Schichten ergibt sich dann das Gesamtergebnis, das erst nach längeren Auswertungsarbeiten vorgelegt werden kann.

An wissenschaftlichen und technischen Kräften waren außer dem Verfasser ständig etwa 8 Personen im Einsatz, und zwar zwei Prähistoriker (Dr. F. NIQUET, Braunschweig, oder Frau G. STELZER, Braunschweig), ein Photograph (W. RENNAU), zwei Zeichner (O. ROTHENSTEIN und R. FRICKE), ein Präparator (F. GRABAU), ferner drei Museumstechniker und zwei Arbeiter, letztere in erheblichem Umfange auch für rein geologische Aufgaben eingesetzt.

Von den Geologen, die in größerer Zahl die Grabung besuchten und dort Studien machten, sind amtlich beteiligt vor allem der Landesgeologe Prof. Dr. Konrad RICHTER, Hannover (vgl. dessen Bericht) und der Bezirksgeologe Dr. F. PREUL, Hannover. Letzterer unternahm im Auftrage des Amtes für Bodenforschung umfangreiche Aufgrabungen, Bohrungen und Profilaufnahmen, über die er selbst in seinem Vorbericht erste Ergebnisse mitteilt.

Das zoologische Material bearbeitete Dr. KLEINSCHMIDT vom Naturhistorischen Museum, Braunschweig, die Pollenanalyse W. SELLE, Braunschweig, das übrige botanische Material K. PFAFFENBERG, Sulingen. Weitere Studienergebnisse auf Grund von Lebenstedter Material werden voraussichtlich später in der Monographie in Erscheinung treten. Durch Bodenproben, Gipsabgüsse, Lackabzüge sowie einen Kulturfilm ist die Grabung weitgehend auch für spätere Zeiten festgehalten. Die Bearbeitung ist auf allen Gebieten im Gange und soll möglichst im Winter 1953/54 zum Abschluß gebracht werden.

2. Die geologische Bearbeitung des paläolithischen Fundplatzes bei Salzgitter-Lebenstedt

(F. Preul, Hannover, Amt für Bodenforschung.) Mit 3 Abb.

Die Fundstelle liegt westlich der Straße Lebenstedt-Broistedt an der Einmündung des Krähenriede-Baches in das Fuhse-Tal am Fuß der Mittelterrassen-Hochfläche (vgl. Abb. 1). Das Tal, in dem heute Flothe und Fuhse fließen, ist früher einmal von einer „Ur-Innerste“ bzw. von einer „Ur-Nette“ benutzt und ausgestaltet worden. Die beiden Flüsse entwässern jetzt über Derneburg zur Leine, sind aber im Pleistozän zeitweise über den Paß von Grasdorf nach Nordosten abgeflossen (vgl. P. WOLDSTEDT 1928, H. SPREITZER 1931). Sie haben die Mittelterrasse aufgeschottert, die danach von der Grundmoräne der Saale-Hauptvereisung überdeckt wurde. Später sind Geschiebemergel und Mittelterrassenschotter z. T. wieder ausgeräumt und eine Niederterrasse ausgebildet worden, welche heute noch in Resten am Rande der Mittelterrassen-Hochfläche einige Meter über der jüngeren Talaue sichtbar ist.

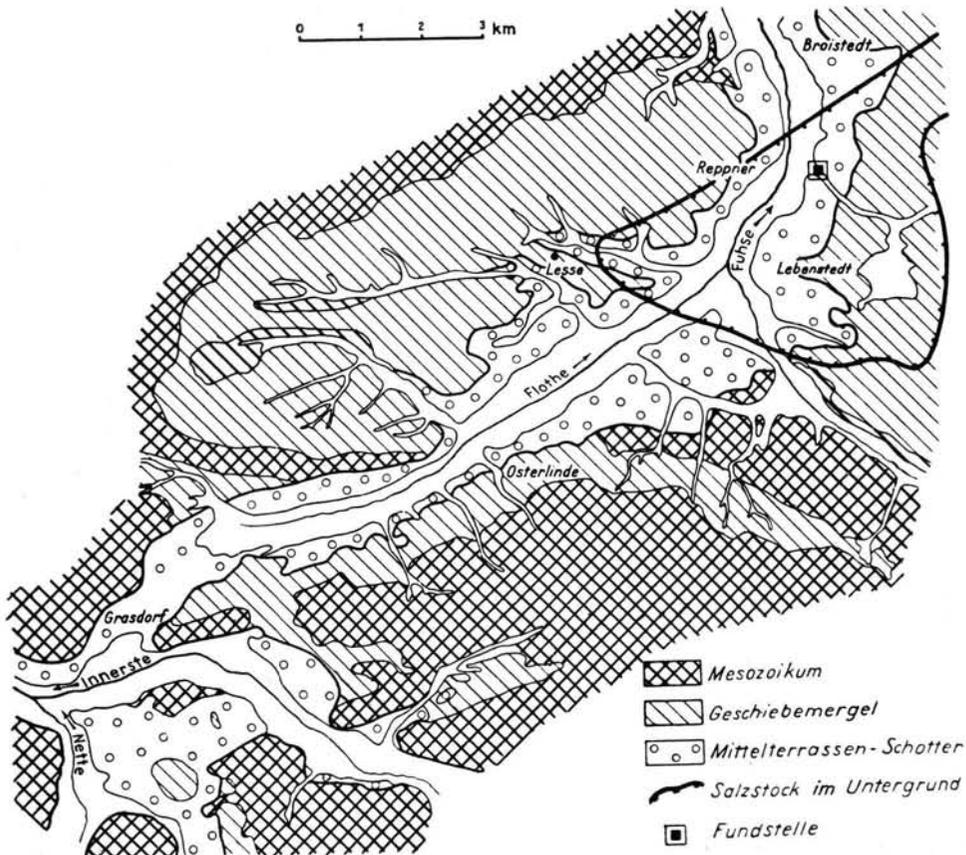


Abb. 1. Geologische Situation.

Die Fundschichten liegen teils unter dieser kleinen Terrasse, teils unter der Talau. Sie wurden an der zur Talau hin abfallenden Böschung der Niederterrasse in einer rd. 15×15 m großen Fläche freigelegt. Dabei entstand ein 6 m tiefer Anschnitt, der zusammen mit einer 15 m tiefen Erkundungsbohrung einen guten Aufschluß über den Aufbau des tieferen Untergrundes bot.

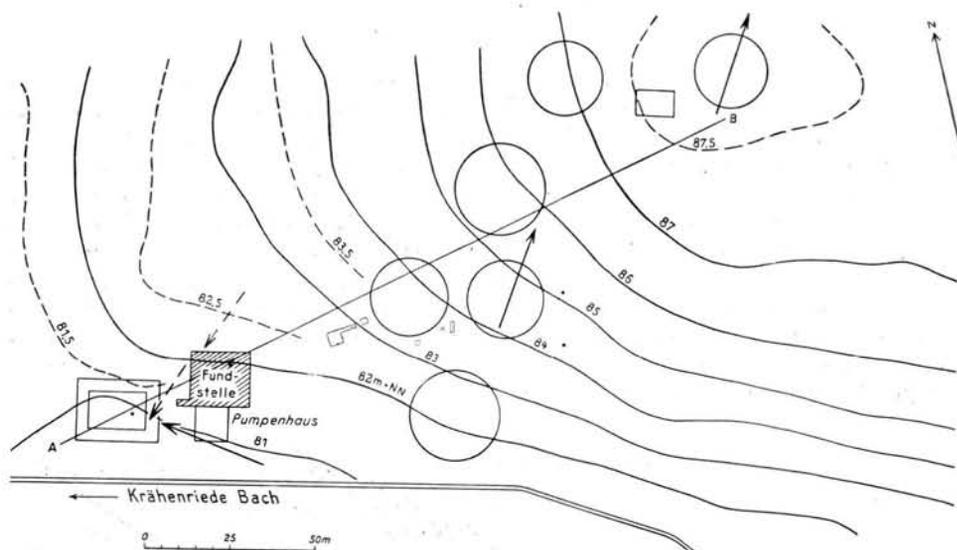


Abb. 2. Lageplan. Pfeile ausgezogen: Strömungsrichtungen; Pfeile gestrichelt: Gleitrichtungen; Linie A—B: Profilinie (vgl. Abb. 3 links).

Auf diese Weise wurde folgendes, hier zusammengefaßtes Profil erschlossen (vgl. den Lageplan Abb. 2 und das Profil Abb. 3):

Mächtigkeit in m:

- | | |
|-------|---|
| 0,5 | Auelehm über auskeilendem alluvialem Torf der Talau (Schicht "a" im Profil Abb. 3). |
| 1—3,0 | Schluff, zum Liegenden hin zunehmend sand- und kieshaltig ("b"). Steinlage aus vorwiegend einheimischen Geröllen vom Harz und aus dem Harzvorland ("c"). |
| 1,0 | Schluff, ebenschichtig ("d"). |
| 0,5 | Mittelsand, schräg geschichtet ("e"). |
| 2,0 | Wechselfolge von Schluff und Sand, besonders im unteren Teil kiesstreifig, enthält im Schluffanteil z. T. reichlich Pflanzenreste und eine Schneckenfauna. Die Schichtenfolge ist stark durchbewegt (Fließerde "f"). |
| 1,5 | Fundschichten. Vorwiegend einheimische Flußschotter mit einzelnen großen nordischen Geschieben. Unregelmäßig beckenförmige Einschaltungen von humosem Sand. Gelegentlich Einschaltungen geringmächtiger Torflinsen von örtlich beschränkter Ausdehnung. Frostbildungen nachweisbar ("g"). |
| 0,5 | Sand, schräggeschichtet, mit Frostbodenstruktur ("h"). Steinlage aus großen nordischen Geschieben ("x—x"). |
| 0,5 | Sand ("k"). |
| 10,0 | Wechselfolge von einheimischen Fluß-Schottern und Sand mit einigen geringmächtigen Lehmeinlagerungen (erbohrt). ("s"). |

Eine ganz andere Schichtenfolge war weiter östlich, etwa 2 m unterhalb der Mittelterrassen-Hochfläche durch tiefe Ausschachtungen zum Bau eines Tropfkörpers der Kläranlage aufgeschlossen und erbohrt worden.

Mächtigkeit in m:

- 0,5 Löß ("m").
- 1,0 Fluß-Schotter, einheimisches Material in einer durch Frosteinwirkung unregelmäßigen Lagerung ("o").
- 2 Sandiger Lehm und lehmiger Sand mit nordischen Geschieben. Fließerscheinungen ("p" und "q").
- 6 Kiessreifer Sand mit überwiegend nordischem Geröllinhalt, schrägschichtet ("r").
- über 10 Wechselfolge von einheimischem Flußschotter und Sand (erbohrt).

Die Hauptaufgabe bei der Altersdeutung der Fundschichten bestand nun darin, das Altersverhältnis zwischen den beiden genannten Schichtenfolgen zu

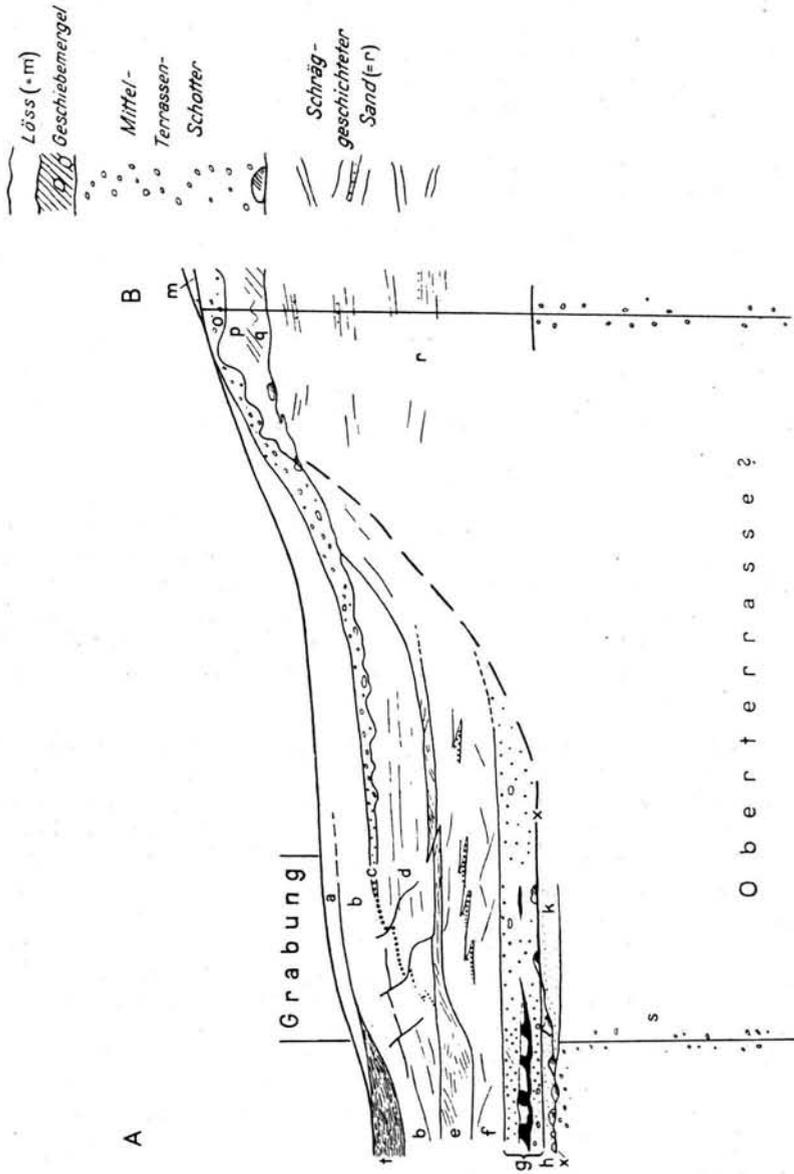


Abb. 3. Profil A—B und Vergleichsprofil Osterlinde (rechts).

klären und zum „Normalprofil“ dieser Gegend, wie es in Osterlinde gefunden wurde, in Beziehung zu setzen.

Die von Löß bedeckten Fluß-Schotter in dem zuletzt genannten Profil sind Mittelterrassenschotter, wie die Kartierung der Blätter Lesse und Barum ergeben hat. Da wir wissen, daß sie vor der Saale-Hauptvereisung abgelagert wurden, sind sie uns eine wichtige Zeitmarke, von der die Altersdeutung ausgehen kann. Der Geschiebemergel der Saale-Hauptvereisung fehlt hier über den Mittelterrassenschottern. In den Aufschlüssen am westlichen Talrand ist noch das vollständige Profil mit Geschiebemergel über den Mittelterrassenschottern erhalten. Dort liegt unter den Mittelterrassenschottern vielfach schräggeschichteter Sand, wie das in Abb. 3 auf der rechten Seite dargestellte Profil von Osterlinde erkennen läßt. Hier dagegen wird der schräggeschichtete Sand zunächst von einer geschiebelehnmähnlichen Fließerde überlagert, die nach den Bewegungsspuren an ihrer Basis von NNO gekommen ist; das entspricht annähernd dem heutigen Hanggefälle. Über dieser Fließerde liegen dann erst die Mittelterrassenschotter und zwar in verringerter Mächtigkeit. Die Fließerde könnte aus der Saale-Moräne entstanden sein. Diese müßte nach einer Erosionsphase unter periglazialen Klimabedingungen vom Rande der Mittelterrassenhochfläche — als ihrem ursprünglichen Ablagerungsraum — hangabwärts gewandert und danach von ebenfalls abwärts kriechenden Mittelterrassenschottern überdeckt worden sein. Der Nachweis einer Erosionsphase zwischen diesen beiden Fließvorgängen und einige andere Beobachtungen, die sich in dieses Bild und die vorhandene Kartierung nicht zwanglos einordnen lassen, erfordern eine weitere Überprüfung. Da diese Frage aber für die Altersdeutung der Fundschichten keine unmittelbare Bedeutung zu haben scheint, wird sie später an anderer Stelle ausführlich behandelt werden.

Die Hanglage der Fundstelle und das Vorhandensein des Salzstockes von Broistedt-Engelstedt im Untergrund ließen es ratsam erscheinen, die gegenseitige Abgrenzung der beiden oben genannten Schichtenfolgen mit möglichst großer Sorgfalt unter Verwendung der verschiedensten Untersuchungsmethoden durchzuführen, zumal es zunächst den Anschein hatte, als könne die Pollenanalyse in diesem Fall für die Altersdeutung der Fundschichten keine brauchbaren Ergebnisse liefern. Die zwischen den beiden großen Aufschlüssen angelegten Schürfe gestatteten die Parallelisierung wichtiger Schichten.

Mit gutem Erfolg konnten hierzu Schottervergleiche benutzt werden. Es ergab sich nämlich bei der Bestimmung des Gewichtsanteiles einzelner Schotterkomponenten eine bemerkenswerte Gesetzmäßigkeit. Die eiszeitlichen Terrassenschotter dieser Gegend bestehen überwiegend aus Gesteinen des Harzes und dessen Vorlandes. Dabei scheint nach den bisher vorliegenden Untersuchungen der Gewichtsanteil des aus dem Harz stammenden Lydites (Kulmkieselschiefer) zusammen mit ähnlichen dunklen Kieselschiefern ohne besondere Gesetzmäßigkeit um bestimmte Mittelwerte zu schwanken, wenn man übereinander entnommene Schotterproben aus den benachbarten Terrassenaufschlüssen miteinander vergleicht. Hier ist das jedoch nur im unteren Teil der unter den Fundschichten erbohrten Schotterserie ("s") der Fall. Darüber nimmt der Lydit-Anteil zum Hangenden immer mehr zu, bis er in der Steinlage ("c") mit 70% sein Maximum erreicht. Eine vorübergehende Unterbrechung erfährt diese Entwicklung — soweit die Bohrungen bisher bearbeitet sind — lediglich an der Basis der Fundschichten, indem dort der Lyditanteil plötzlich zurückgeht, dann aber nach oben hin — wie zuvor — allmählich ansteigt.

Eine ganz ähnliche Schotterzusammensetzung wie die Steinlage ("c") hatten die hangabwärts gewanderten Mittelterrassenschotter unmittelbar westlich des zuletzt beschriebenen Aufschlusses. Durch Aufgrabungen und Bohrungen konnte nachgewiesen werden, daß die Steinsohle ("c") nur einen Ausläufer dieser Fließerde darstellt.

Außer den Schottervergleichen wurden auch Korngrößen-Untersuchungen durchgeführt, die ich H. SINDOWSKI verdanke. Aus beiden Untersuchungen ergab sich, daß die Schichtenfolge von der Steinlage ("x—x") an der Basis der Fundschichten aufwärts allmählich zum Hang der Mittelterrassenhochfläche emporzieht und dort auskeilt (vgl. Abb. 3). Sie überlagert seitlich mit normalem Kontakt die schräggeschichteten Sande im Sockel der Mittelterrassen-Hochfläche ("r").

In diesen Sanden ("r"), sowie in den Sanden und Kiesen der Fundschichten und der darüberliegenden Schichtenfolge ("e" bis "g") wurden Schrägschichtungsmessungen vorgenommen. Zur Konstruktion der Schichtflächen aus je zwei beliebigen Anschnitten einer Schichtfläche im Aufschluß wurde die Schmidt'sche Halbkugel-Projektion benutzt. Aus diesen Messungen ergaben sich bemerkenswerte Unterschiede in der Schüttungsrichtung. Die Sande im Sockel der Mittelterrasse sind nämlich (ebenso wie die darüberliegenden Terrassenschotter) in Richtung des Haupttales von SW her aufgeschüttet worden (vgl. Abb. 2). Die Fundschichten wurden dagegen, ebenso wie ihr Hangendes, von SE eingeschüttet, also in Richtung des kleinen Nebentales, an dessen Einmündung in das Fuhsetal die Fundstelle liegt. Wir müssen daraus schließen, daß der Ablagerung der Fundschichten eine kräftige Erosion voranging, die an dieser Stelle einen generellen Wechsel in der Entwässerungsrichtung einleitete.

Auf Grund dieser rein geologischen Feststellungen kommen wir zu folgender vorläufigen Altersdeutung der Fundschichten: Nach der Saale-Hauptvereisung erfolgte eine kräftige Erosion, die den Geschiebemergel und die Mittelterrassenschotter ausräumte und die Steinsohle an der Basis der Fundschichten zurückließ. In diesem Erosionstal kamen die Fundschichten und ihr Hangendes zur Ablagerung. Diese Schichtenfolge von der Basis der Fundschichten bis zur oberen Steinlage ("c" bis "g") ist in ihrer Sedimententwicklung sowie in ihren Klimaspuren einheitlich ausgebildet. Wir schließen dieses — abgesehen vom Faunen- und Floreninhalt der Schichten — aus folgenden Anzeichen:

1. aus der gleichzeitigen Veränderung der Schotterzusammensetzung,
2. aus der stetigen Zunahme des Kalkgehaltes im Feinkorn-Anteil vom Liegenden zum Hangenden und
3. aus den Froststrukturen in den Fundschichten und den Fließerscheinungen in den darüberliegenden Schichten.

Die Brodelstrukturen in den Fundschichten müssen während der Schichtenablagerung entstanden sein, denn sie sind stellenweise von den oberen Fundschichten angeschnitten und diskordant überlagert. Die Fundschichten sind also in einer Kaltzeit abgelagert. Der Zeitpunkt der tiefsten Temperaturen scheint allerdings erst nach Ablagerung der Fundschichten und zumindest des unteren Teiles der darüberliegenden Schichten ("f") eingetreten zu sein, wie aus Art und Menge des darin enthaltenen Faunen- und Floreninhaltes zu schließen ist. Im Hangenden der Fundschichten sind zwei Fließerden vorhanden, die möglicherweise zwei Kältemaxima anzeigen. Eine kleine Erosion und die Ablagerung der Schichten "e" und "d" liegen dazwischen. Sie sind vielleicht als Ausdruck einer Klimaschwankung (kurzfristige Erwärmung) zu werten.

Demnach könnten die Fundschichten in einer Spätphase der Saale-Vereisung oder am Beginn der Weichsel-Eiszeit abgelagert sein. Für eine Einstufung in die späte Saale-Eiszeit haben sich bisher keinerlei Anhaltspunkte ergeben. Insbesondere fehlt über den Fundschichten jegliche Spur eines Interglazials. Wir müssen darum die gesamte Schichtenfolge "e" bis "g" in die Weichsel-Eiszeit stellen.

Dabei bleibt zunächst noch ungeklärt, ob die Fundschichten an den Beginn der Weichsel-Vereisung oder in ein frühes Weichsel-Interstadial, noch vor die Zeit der Haupt-Fließerdebildung, einzustufen sind. Wir hoffen, daß es mit Hilfe der Pollenanalyse möglich sein wird, diese Frage zu klären. Nach freundlicher Mitteilung von W. SELLE überwiegen in den bisher untersuchten Proben aus den Fundschichten stark die Kräuterpollen. Unter den Baumpollen herrscht die Kiefer vor. Daneben hat die Birke einen größeren Anteil. Außerdem sind Weiden, Erlen und Fichten vorhanden. „Es herrschte eine subarktische Steppe, die nur gering mit Bäumen durchsetzt war.“

Eine weitere Möglichkeit zur Einstufung der Fundschichten gibt uns die reiche Fauna, über die A. KLEINSCHMIDT gesondert berichtet. Darüber hinaus wird die Bearbeitung der Pflanzenreste aus den Fundschichten und aus den darüberliegenden Sedimenten, sowie die Bestimmung der aus der Fließerde über den Fundschichten ("f") ausgeschlammten Fossilien weitere Anhaltspunkte für die Einstufung der Fundschichten geben. Nach den bisher durchgeführten Untersuchungen müssen wir die Fundschichten in den Beginn der Weichsel-Eiszeit stellen.

Die erbohrten Schotter unter den Fundschichten ("s") zeigen besonders in ihrem unteren Teil große Ähnlichkeit mit den an anderen Stellen untersuchten Oberterrassen-Schottern. Die Oberterrasse ist hier in der näheren Umgebung an der Erdoberfläche nicht bekannt. Wahrscheinlich haben wir in diesen Schottern von der Erosion verschonte Teile der Oberterrasse vor uns. Die unter den schräggeschichteten Sanden im Sockel der Mittelterrasse erbohrten Schotter sind sehr ähnlich und scheinen daher dem gleichen Schotterkörper anzugehören. Ihre Untersuchung ist bisher noch nicht abgeschlossen. Der Bearbeitung von Bohrproben muß es vorbehalten bleiben, festzustellen, ob noch Spuren eines Interglazials nachzuweisen sind. Über weitere Untersuchungen, die u. a. auch die erbohrte Schotterserie umfassen, wird K. RICHTER berichten, der freundlicherweise eine Reihe geeigneter Schotterfraktionen für Verrundungsmessungen übernahm.

Literaturverzeichnis

- P. WOLDSTEDT: Über eine Innerste-Terrasse zwischen Derneburg und Broistedt. - 21. Jahresber. niedersächs. geol. Verein, S. 1-9, 1928.
- H. SPREITZER: Die Talgeschichte und Oberflächengestaltung im Talgebiet der Innerste. - Jb. geogr. Ges. Hannover 1931.
- Geolog. Karten 1 : 25 000 mit Erläuterungen, herausgegeben von der Preuß. Geol. Landesanstalt.
- Blatt: aufgenommen und erläutert durch:
LESSE (1933) P. WOLDSTEDT, Th. SCHMIERER, F. DAHLGRÜN
BARUM (1932) F. BEHREND, F. KÜHNE.

Ms. eingeg.: 3. 2. 1953.

Anschrift d. Verf.: Dr. F. Preul, Amt für Bodenforschung, Hannover, Wiesenstr. 72-74.

3. Geröllmorphometrische und Einregelungsstudien in den pleistozänen Sedimenten der paläolithischen Fundstelle Salzgitter-Lebenstedt

(Konrad Richter). Mit 1 Abb.

Die große wissenschaftliche Bedeutung der sehr typenreichen paläolithischen Fundstelle von Salzgitter-Lebenstedt macht es notwendig, die geologische Bearbeitung der Altersstellung und Entstehung der Fundschichten mit recht vielen Methoden zu versuchen, um möglichst gesicherte Ergebnisse zu erzielen. Es war deshalb bei der kurzen Dauer der Grabungszeit nicht möglich, alle Methoden mit einem Bearbeiter durchzuführen. Der Verfasser beschränkte sich im wesentlichen auf geröllmorphometrische und Einregelungsstudien. Es soll gezeigt werden, daß es schon mit diesen Methoden allein möglich ist, das Alter der Fundschichten als frühweichseiszeitlich wahrscheinlich zu machen.

Die genannten Arbeitsmethoden eignen sich für den vorliegenden Fall besonders, weil die Fundstelle im Bereich zahlreicher, genetisch verschiedener Sedimente liegt, welche reich an Geröllen sind. Die weitere Umgebung wird von einer Hochfläche gebildet, die auf einem Sockel von zum Teil elstereiszeitlichen Schmelzwassersanden und Terrassensanden einen mehrere Meter mächtigen Komplex pleistozäner Mittelterrassenschotter trägt. Letztere wurden in der Saaleeiszeit von einer geringmächtigen Geschiebelehmdecke und später von Löß überlagert. Diese ziemlich ebene Landschaft wird durch das Fuhsetal zerschnitten. In ihn mündet bei Lebenstedt das kleine Seitental des Krähenriedebaches, an dessen Rand bei der Mündung in das Haupttal die prähistorischen Fundschichten angetroffen wurden. Knochen und Artefakte sind hier in überwiegend kiesigen Schichten eingebettet, deren Alter es festzustellen galt. Unterlagert werden die Fundschichten von Sand und dieser wieder von einem mehrere Meter mächtigen Komplex pleistozäner Flußschotter. Der Hang von der großen vorgenannten Ebene zum Fuhsetal und seinem Seitentälchen ist sehr sanft und zu letzterem hin im Frühjahr 1952 durch mehrere Baugruben aufgeschlossen. Ihre geröllführenden Sedimente wurden im allgemeinen von oben aus hangabwärts gehend mit nachstehenden Ergebnissen analysiert.

Einregelungsmessungen

Der höchst gelegene Aufschluß für das oberste städtische Klärbecken zeigt unter Löß einen unregelmäßig, offenbar sekundär verlagerten Flußterrassenschotter mit überwiegend Lyditen. Das Einregelungsdiagramm hat ein sehr ausgeprägtes und spitzes Maximum zwischen 50 und 60° (siehe Lageskizze Lokalität I), was der örtlichen geringen Hangneigung in seiner Einfallrichtung entspricht. Unter diesen Schottern und in sie übergehend liegt ein geschiebelehmähnliches Sediment mit überwiegend nordischem Gesteinsinhalt. Letzterer zeigt ein klares, aber breiteres Einregelungsdiagramm ebenfalls mit Maximum zwischen 50 und 60° (Lageskizze Lokalität I). Etwas hangabwärts zwischen oberster und nächst-tieferer Klärgrube sind beide Sedimente stärker vermischt und ausgedünnt. Das Einregelungsdiagramm hat wieder ein klares, ziemlich spitzes Maximum zwischen 50 und 60° (Lageskizze Lokalität II). Weiter hangabwärts dünnt dieses Sediment in den Aufgrabungen von Herrn PREUL zu mehr oder weniger einer einzigen Steinlage aus, die unterhalb der letztgenannten Bau-

grube und in der Nordostecke der Grabungsgrube abermals im Diagramm ein Einregelungsmaximum zwischen 50 und 60° (Lageskizze Lokalität III und IV) ergibt. In der Grabungsgrube nimmt das Einfallen zum Gebäude des Pumpenhauses hin über den prähistorischen Fundschichten etwas zu. Diese Steinsohlenbildung dürfte mit den im niedersächsischen Flachland weit verbreiteten Steinsohlen wesens- und altersgleich sein, die als periglaziales Äquivalent der Weichseleiszeit aufgefaßt werden.

Unter ihr folgt in der Grabungsgrube im allgemeinen ein schluffig-feinsandiges Sediment ohne Steine. Im tieferen Teile schalten sich aber wieder kiesige Lagen ein. Aus einer solchen neben einem stark humosen Fleck, der schon das Ausgehende eines lebensfreundlicheren Klimas andeutet, als es durch die periglaziale Steinsohle wahrscheinlich gemacht ist, wurde noch über den eigentlichen Fundschichten ein Einregelungsmaximum bei 120° festgestellt, das sich indes bis 140° ausbreitet (Lageskizze Lokalität VI). Es weicht stark von der vorherbeschriebenen Serie ab und entspricht der Längsrichtung des Seitentälchens. Diese Richtung, die nun nicht mehr zur Hangneigung in Beziehung steht, wird vielleicht durch die Erstreckung der torfigen Sedimente in den tieferen Kieslagen mit prähistorischen Funden verständlich. Sie scheinen ein ammooriges Bachbett anzudeuten. Die torfigen Schichten sind brodeltopfähnlich zerrissen. Die Kieslage, welche die großen „Brodeltöpfe“ oben horizontal abschneidet, hat ein deutliches Einregelungsmaximum zwischen 20 und 30° , aber auch ein kleineres Nebenmaximum bei 100° (Lageskizze Lokalität VII).

Offenbar bestand im Zuge des vorgenannten Seitentälchens zu dieser Zeit ein fließendes Gewässer mit wechselnder Strömungsstärke, in dem als Altwaserbildungen torfige Sedimente mit Tundrenvegetation und nesterweise Sphärien abgelagert wurden. Die Basis dieses kiesigen Komplexes hat an zwei verschiedenen Meßpunkten je ein deutliches Einregelungsmaximum in Nord-Süd-Richtung (Lageskizze Lokalität VIII), also auch noch ähnlich, nur daß hier das Gegenmaximum bei 110° lediglich in einem Diagramm auftritt. Die Strömung muß hier zeitweise stärker gewesen sein, da Blöcke von über Kopfgröße darin

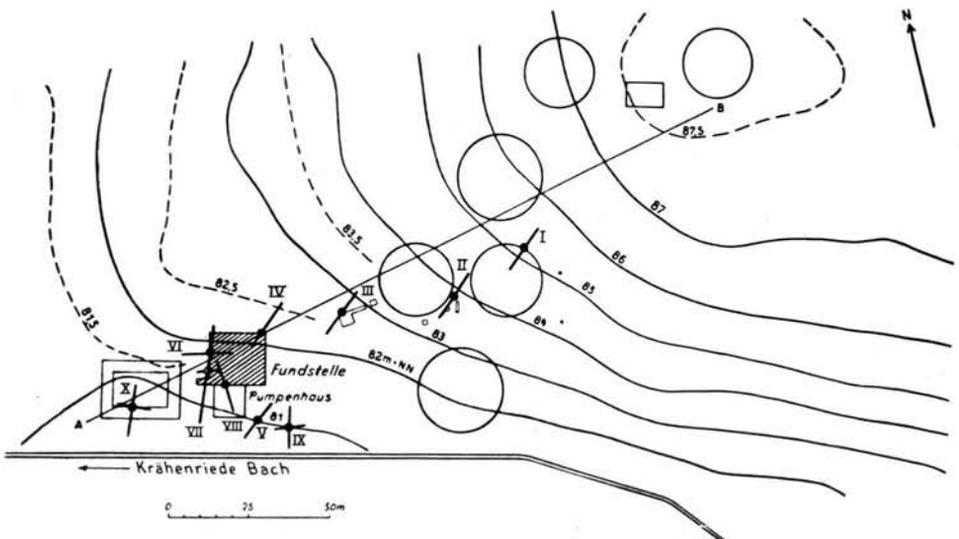


Abb. 1. Lageskizze der Einregelungsmessungen.

vorkommen. Die kleineren gemessenen Steine wurden zu Zeiten stärkerer Strömung flottierend bewegt und senkrecht dazu mit rollender Bewegung bei geringerer Strömung mit der Längsachse der Gerölle senkrecht zur Rollrichtung. Natürlich bleibt das Endstadium einer rollenden Bewegung fossil leichter erhalten als das der flottierenden, so daß die seitentalparallele Strömungsrichtung in den Diagrammen weniger gut ausgeprägt erscheint als die senkrecht dazu liegende Rollachse der Gerölle.

In dem schon völlig im Nebentälchen liegenden Kanalgrabeneinschnitt westlich vom Pumpenhaus fallen offenbar die erstbehandelte Steinsohle und der letztgenannte Kieskomplex aufeinander, denn hier hat der oberste Kies ein Einregelungsmaximum zwischen 50 und 60° wie die Steinsohle (Lageskizze Lokalität V), während 30 cm tiefer wieder Maximum und Gegenmaximum wie bei dem fluviatil bewegten Kies auftreten (Lageskizze Lokalität IX).

Einige Meter weiter, fast bei der Mündung des Nebentälchens ins Fuhsetal, ist in dem gleichen Kieskomplex von der Steinsohlenrichtung nichts mehr festzustellen, und es treten nur Hauptmaxima der Einregelung zwischen 10 und 20° sowie kleinere Gegenmaxima zwischen 90 und 110° auf (Lageskizze Lokalität X). Wieder liegt also eine fluviatile Ablagerung aus dem Seitentälchen vor, die älter ist als die Zeit der Steinsohlenbildung.

Einregelungsbeobachtungen an Knochen und Artefakten sollen von anderer Seite dargestellt werden.

Zurundungs- und Abplattungsmessungen

Wiederum wurden die Messungen von der obersten Baugrube aus zum Liegenden hin durchgeführt. Bei den sehr häufigen, aber harten Kieselschiefern zeigten sich keine nennenswerten Unterschiede der Zurundung in den einzelnen Horizonten. Kieselschiefer sind für derartige Untersuchungen meist ziemlich unbrauchbar. Von den ausgewerteten Gesteinen seien hier nur die Messungen an grau-weißen Sandsteinen und Quarziten aufgeführt, die in allen kiesigen Horizonten in einigermaßen ausreichender Häufigkeit vorkommen, sowie an Plänerkalken aus Bohrgut von Flußterrassenschottern, die älter als die Fundschichtenkiese und von ihnen durch Sand getrennt sind.

Noch oberhalb der obersten Baugrube hat Dr. PREUL die Mittelterrassenschotter in scheinbar originaler Lagerung aufgegraben. Ihre grau-weißen Sandsteine ergaben mit der Methode von CAILLEUX und TRICART nach der Formel $\frac{2r}{L}$ (vgl. RICHTER 1952, Eiszeitalter und Gegenwart, Bd. 2) ein Zurundungsmaximum zwischen 100 und 150 . Das entspricht dem Basis- wie auch dem Hangenteil des Mittelterrassenkörpers der weiteren Umgebung. Der Mittelteil letzterer Terrassen hat Maxima in höheren Zurundungsgruppen. In vorliegendem Falle dürfte also die Basis des Mittelterrassenkörpers erschürft sein.

Die umgelagerten Mittelterrassenschotter in der vorgenannten obersten Klärgrube (Lageskizze Lokalität I) haben bei dem gleichen Gestein ebenfalls ein Maximum in der Gruppe 100 bis 150 , aber die Gruppen 0 bis 100 sind gleichfalls stark besetzt. Damit zeigt sich eine Zuschärfung der Kanten gegenüber dem unverlagerten Terrassenschotter des vorigen Fundpunktes. Es dürfte sich darin ein periglaziales Klima mit Bodenfließen äußern, wodurch die Umlagerung des Schotters zu erklären ist.

Unter ihm liegt ein geschiebelehnmähnliches Sediment mit der Geschiebezusammensetzung der Saalevereisung. Normalerweise sollte ein echter saale-

eiszeitlicher Geschiebelehm hier auf Mittelterrassenschottern liegen. Er ruht aber auf glazialen Schmelzwassersanden. Sandsteine aus beiden haben jeweils ein Zurundungsmaximum in der Gruppe 150 bis 200. Zuschärfungen durch periglaziale Verlagerung des „Geschiebelehmes“ sind also nicht erfolgt. Die Verlagerung, die ja gefordert werden muß und auch aus der vorherbeschriebenen Einregelung erkenntlich ist, kann also nur unbedeutend gewesen sein.

Etwas hangabwärts, wo umgelagerter Schotter und umgelagerter Geschiebelehm zu einem ausgedünnten Sediment verschmolzen sind (Lageskizze Lokalität II), haben die grau-weißen Sandsteine auch ihr Zurundungsmaximum in der Gruppe 150 bis 200, und die Gruppe 50 bis 100 ist wieder stark besetzt wie bei dem periglazial verlagerten Terrassenschotter. Wo sich dann dieses Sediment weiter hangabwärts bis zur Steinsohle ausdünn, ist das Zurundungsmaximum schon in der Gruppe 100 bis 150, wobei die Gruppen von 0 bis 100 auch stark besetzt sind (Lageskizze Lokalität III u. IV). Hier ist also die Zuschärfung im periglazialen Wandergeröll sehr klar erkennbar.

Damit sind wir wieder in der Grabungsgrube angelangt, wo der oberste Teil des Kieses im Liegenden der Steinsohle, der aber schon Schneckengehäuse enthält, noch die gleichen Zurundungsverhältnisse aufweist und somit noch als periglazialer Wanderkies erkannt wird. Erst in den eigentlichen Fundschichten haben die grauweißen Sandsteine ein höheres Zurundungsmaximum bei 200. Das Maximum ist breiter als die vorhergehenden und mit starker Besetzung in der Gruppe 50 bis 100, aber auch zwischen 250 und 300. Es ist also ein überwiegend fluviatiles Zurundungsmaximum, das allerdings Einflüsse kalten Klimas zeigt.

Im Liegenden der Fundschichtenkiese finden sich Sande, Unter ihnen wurde ein Flußschotterkörper ganz durchbohrt. Aus den 6 in verschiedener Tiefe des Flußschotterkörpers entnommenen Proben konnten in erster Linie die Plänerkalke auf ihre Zurundungs- und Abplattungsverhältnisse untersucht werden, da nur sie aus allen Proben in völlig ausreichender Menge zur Verfügung standen. Bei Anwendung der Formel $\frac{2r}{L}$ ergeben sich vom Liegenden zum Hangenden keine wesentlichen Unterschiede, wie das auch bei Ausmessung von Plänerkalken in anderen Schotterkörpern mehr oder weniger festgestellt werden

konnte. Dagegen zeigt die Abplattung nach der Formel $\frac{L+1}{2E}$ vom Liegenden zum Hangenden eine gesetzmäßige Abwandlung wie in anderen Profilen aus pleistozänen Flußterrassenschottern. Die Basisprobe (Nr. 6) hat ein Abplattungsmaximum in der Gruppe 200 bis 250, Probe 5 desgleichen. Aber hier ist die Gruppe 250 bis 300 schon fast so stark vertreten. Probe 4 hat das Maximum zwischen 300 und 350. In Probe 3 sind die Kolonnen zwischen 200 und 250 einerseits und 250 bis 300 andererseits gleich groß. Die Abplattung nimmt also wieder etwas ab. Das ist noch stärker der Fall in Probe 2, die ein sehr überragendes Maximum in der Gruppe 200 bis 250 hat. In der Probe 1 läßt das Maximum mit 150 bis 200 die geringste Abplattung erkennen. Wir haben also einen klaren Wandel von geringer Abplattung der Gerölle in der Schotterbasis zu stärker gerundeten im Mittelteil des Schotterkörpers und gering abgeplatteten im Hangendsten des Schotterkörpers. Ähnliches ist in zahlreichen pleistozänen Flußterrassenschottern zwischen Braunschweig und Minden festzustellen, wie der Verfasser 1952 auf der Tagung der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Osnabrück vortrug. Diese Veränderungen wurden von ihm im Sinne eines klimatischen Wandels von periglazialem Klima über interglazialem zu peri-

glazialen Klima gedeutet (vgl. auch K. RICHTER 1952, Eiszeitalter und Gegenwart, Bd. 2). In den Diagrammen ist die Streuungsbreite bei Probe 6, also in der Basis, nach rechts am größten und wird zum Hangenden hin geringer. Vielleicht ist daraus zu schließen, daß das Ausgangsmaterial des Schotterkörpers gerundeter war, also aus einem noch älteren Flußschotter umgelagert ist. Bei Untersuchungen in Mittelterrassenaufschlüssen der Nachbarschaft wurde nichts Gleichartiges festgestellt, so daß hierin möglicherweise ein Hinweis auf ein höheres Alter der erbohrten Kiese vorliegen könnte. Vergleichende Untersuchungen in dieser Hinsicht sind aber bisher nicht umfangreich genug, um einen solchen Schluß zu erhärten. Immerhin ergeben sich aus der Zusammensetzung der Geröllgemeinschaft Anhaltspunkte für ein höheres Alter der erbohrten Schotter, worauf von anderer Seite eingegangen werden wird.

Eine gleichartige Klimaabwandlung, wie aus den Plänerkalken ersichtlich, ist bei Verwendung der Formel $\frac{2r_1}{L}$ auch aus den Zurundungsverhältnissen hellgrauer quarzitischer Sandsteine der 6 Bohrproben herauszulesen. Hier liegen die Maxima in die Basisprobe zwischen 100 und 150, in der Schottermitte zwischen 150 und 200 und im Hangendsten zwischen 100 und 150. Allerdings ist die Anzahl der verwendeten Steine so gering, daß die Angaben nicht absolut sicher scheinen. Sie passen indes vorzüglich in das erwartete Bild.

Stratigraphische Auswertung der Ergebnisse

Aus vorstehenden Angaben ergibt sich folgendes Bild der Entstehung des Schichtenprofils, das die prähistorischen Fundlagen enthält:

Unter den kiesigen, tiefsten Fundschichten findet sich bei Punkt VIII der Lageskizze ein Sand, der von einem mehrere Meter mächtigen Flußterrassenschotter unterlagert wird. Die Gerölle dieses Schotterkörpers haben an der Basis periglaziale, in der Mitte interglaziale und im Hangenteil wieder periglaziale Zurundungs- und Abplattungsverhältnisse. Verglichen mit anderen pleistozänen Flußterrassenschottern ähnlicher geographischer Position liegt ein vollständiger Zyklus vor. Die Abplattungsverhältnisse in der Basis zeigen mit der Breitestreuung ein Abweichen von anderen Mittelterrassenschottern, die auf etwas höheres Alter hinweisen könnten. Demnach wäre der Mittelterrassenschotter im Zuge der Grabungsstelle später völlig ausgeräumt und die Sande über den älteren Schottern evtl. mit einem tieferen Teil der glazialen Schmelzwassersande zu parallelisieren, die bei Punkt I der Lageskizze den periglazial umgelagerten Geschiebelehm unterlagern. Die obersten Meter dieses Sandes von Punkt I sind also bei Punkt VIII erodiert und durch die Fundschichtenserie ersetzt. Saaleeiszeitlicher Geschiebelehm ist in gleicher Weise erodiert, und es folgen bei Punkt VIII der Lageskizze fluviatile Schotter, die, aus älterem Terrassenschotter umgelagert, recht kühles Klima anzeigen. Die Einregelung ihrer Komponenten zeigt zwei Maxima, wie sie in fluviatilen Absätzen meist, in Periglazialschutt aber niemals auftreten. Die ermittelte Streuungsrichtung entspricht der des Seitentälchens. In diesen Komplex sind torfige Absätze eingebettet, die in kaltem Klima zu brodeltopfartigen Gebilden zerrissen sind, ohne daß zumeist die Kieslagen selbst mit „verbrodelt“ wären. Diese Töpfe werden also von ähnlichem fluviatilen Kies unter- wie überlagert. Die etwas jüngeren schneckenführenden Kiese ohne prähistorische Funde (Punkt VII der Lageskizze) haben die Zurundungsformen eines periglazialen Wanderkieses und eine Einregelung, die zur Richtung des Seitentales paßt. Sie sind wohl als fluviatil bei stärkerer Strömung mit flottierender Bewegung der Gerölle abgesetzt zu denken. Im tieferen Kies wechselt dagegen die Strömungsgeschwindigkeit, so

daß die Gerölle sowohl flottiert wie gerollt wurden, und daher in den Diagrammen Maximum und Gegenmaximum der Einregelung auftreten. Die ermittelte Fließrichtung folgt dem Seitentälchen.

Überlagernde schluffige Sande sind im oberen Teil steinfrei, und erst dann folgt (z. B. bei Punkt VI und IV der Lageskizze) eine Schicht, die zumeist nur aus einer einzigen Steinlage besteht. Es ist das die typische Steinsohle eines periglazialen Schuttwanderns auf sehr flach geneigter Fläche, die nur in der Grabungsgrube selbst etwas stärker einfällt. Diese Steinsohle läßt sich, wie vorerwähnt, von der Grabungsstelle aus hangaufwärts (z. B. Punkt III der Lageskizze) verfolgen. Sie hat dabei stets die Zurundungsformen einer periglazialen Steinsohle und eine Einregelung, die mit der allgemeinen schwachen Gehängeneigung identisch ist. Sie nimmt hangaufwärts an Mächtigkeit wie an sandig-lehmigen Komponenten zu und läßt sich schließlich bei Punkt I der Lageskizze untergliedern in einen Liegendteil, der das Aussehen eines Geschiebemergels hat und einen hangenden, der aus Terrassenschotter besteht. Beide liegen noch etwas tiefer zu NN, als der Schotter der Mittelterrasse und der überdeckende Geschiebelehm der Saalevereisung normalerweise zu erwarten wären. Die Einregelungsrichtung ist die gleiche wie bei der eben behandelten Steinsohle, in die beide Pakete auch übergehen. Besonders in echtem Geschiebelehm wäre eine andere Einregelungsrichtung wahrscheinlicher gewesen.

Es scheint also durch periglaziales Bodenfließen eine Inversion der Lagerung erfolgt zu sein. Völlig auf der Hochfläche liegt normalerweise unter Löß zunächst die Grundmoräne der Saalevereisung mit dem Mittelterrassenschotter als Liegendem. Als nach der Saalevereisung zur Zeit des nächsten größeren Eisvorstoßes — mithin der Weichselvereisung — wieder periglaziales Klima in unserem Raum herrschte, mußte zuerst der saaleeiszeitliche Geschiebelehm am Talrand zum inzwischen wieder geschaffenen Fuhsetal hangabwärts fließen. Erst als er örtlich völlig entfernt war, konnte auch der Mittelterrassenschotter ins Wandern geraten. So kam es, daß im oberen Teil des Hanges ein geschiebelehnmähnliches Sediment mit nach bisheriger Auffassung saaleeiszeitlicher Geschiebeführung unter Schottern der Mittelterrasse zu liegen scheint. Der grobe Anteil dieses Wanderbodens dünnt sich weiter hangabwärts zur Steinsohle aus und liegt über den Schichten mit prähistorischen Funden. Dr. PREUL, der zunächst zu dem gleichen Ergebnis kam, hält auch noch eine kompliziertere Deutung für möglich, über die er später berichten wird.

Zwischen dem Wanderboden und den Fundschichten läßt sich kein wesentlicher klimatischer Hiatus nachweisen, falls man nicht z. B. das stärkere Gefälle der Steinsohle in der Grabungsgrube und die so entstehende kleine Diskordanz als Ausdruck einer Unterbrechung der Periglazialsedimentation auffassen will. Solche Unterbrechungen wären im Zusammenhang mit verschiedenen Phasen der letzten Eiszeit durchaus zu erwarten, wie das Dr. PREUL in seinem Bericht darstellt. Die Fundschichten müssen also ein Alter haben, in dem das Klima der Weichseleiszeit sich zwar schon bemerkbar macht, das Maximum dieser Kaltphase mit der regional weit verbreiteten periglazialen Steinsohlenbildung aber noch nicht erreicht ist.

Diese Ergebnisse scheinen mit den auf anderen Wegen gewonnenen geologischen Daten und mit den Fundtypen des Paläolithikums gut überein zu stimmen.

Manusk. eingeg. 9. 10. 1952.

Anschr. d. Verf.: Prof. Dr. K. Richter, Hannover, Amt für Bodenforschung, Wiesenstraße 72—74.

4. Pollenanalytische Untersuchungen an der paläolithischen Fundstelle bei Salzgitter-Lebenstedt

(Willi Selle, Braunschweig-Riddagshausen)

A. Die Fundschichten

Die ehemalige Oberfläche, in der sich die Funde befinden, enthält an mehreren Stellen kleinere Torf- und Gytjtja-Linsen, die eine pollenanalytische Untersuchung ermöglichten. Da die Sedimente arm an Baumpollen sind und mittels Flußsäure aufgeschlossen werden müssen, ist die Analyse sehr zeitraubend, so daß sie bislang nicht zum Abschluß gebracht werden konnte. Die bisherigen Ergebnisse sind aber so einheitlich, daß sie mit einiger Sicherheit zusammengefaßt werden können. Die geringe Baumpollendichte pro Präparat und die hohe NBP-Frequenz in Verbindung mit den stark minerogenen Ablagerungen zeigen, daß die Waldbedeckung sehr gering gewesen sein muß und keine geschlossene Vegetationsdecke bestand. Von den Baumpollen besitzt die Kiefer die höchsten Werte, daneben treten die Birke, Weide und Fichte regelmäßig auf, sporadisch ist Alnus vorhanden, während von den wärmeliebenden Bäumen kein Blütenstaubkorn gefunden wurde. Unter den NBP nehmen die *Cyperaceen* den größten Raum ein, sie erreichen zum Teil mehrere Hundert Prozent. Die *Gramineen*-Pollen besitzen zwar nicht die hohen Werte wie sie die Sauergräser aufweisen, aber ihre Beteiligung ist in der Regel groß. Die übrigen Kräuterpollen, bzw. Sporen sind gering vertreten; es konnten festgestellt werden: *Helianthemum*, *Selaginella selaginoides*, *Artemisia*, *Calluna*, *Empetrum*, Umbelliferen, Caryophyllaceen, *Chenopodium*, Compositen, Rosaceen, *Plantago*, *Polygonium bistorta*, *Galium*, *Sphagnum*, *Lycopodium*.

Wir dürfen daher annehmen, daß diese Ablagerungen in einem späten Stadium der Kiefernzeit, am Ausgang eines Interglazials, bzw. am Anfang eines Glazials, entstanden sind. Mit der Kiefernzeit hat dieser Abschnitt die hohen Werte von Pinus, das regelmäßige Auftreten von *Betula*, *Salix* und *Picea*, das sporadische Vorkommen von Alnus und die Beteiligung von *Sphagnum* und *Empetrum* gemeinsam. Er unterscheidet sich von der Kiefernzeit durch die geringe BP- und die hohe NBP-Frequenz, die gefundenen Sporen von *Selaginella selaginoides* und das Fehlen von *Carpinus*. Die geringe Beteiligung von *Betula* und *Salix* und die niedrigen Werte von *Artemisia*, *Helianthemum* und *Selaginella selaginoides* der Fundschichten lassen andererseits vermuten, daß die Ablagerungen in einer Zeit entstanden sind, als das voll arktische Klima des Glazials noch nicht herrschte. Das Klima war subarktisch mit geringer atlantischer Neigung, und die Vegetation bestand aus einer grasreichen Tundra.

Die kleinen Hohlformen enthalten Braunmoos-Seggen-Torfe und tonig-sandige Gytjtjen, in denen *Pediastrum boryanum* vorkommt. Da in den Gytjtjen Mollusken gefunden wurden, die vielfach gut erhalten sind, müssen die Ablagerungen primär liegen. Herr Dr. STEUSLOFF hat festgestellt, daß die Epidermis bei einigen Exemplaren erhalten ist, wie das im periglazialen Gebiet Nordwestdeutschlands häufiger der Fall ist. Aus dem geringen Material, das ich ihm zusandte, konnte er *Pisidium amnicum* und *Sphaerium corneum, forma dupli-*

catum bestimmen. Für seine Untersuchungen sei ihm auch an dieser Stelle herzlichst gedankt.

B. Schluff- und Sandschichten (b-f) im Hangenden der Fundschichten, sowie Gyttja und Torf nahe der Oberfläche (t; vgl. Abb. 3 im Beitrag Preul).

Die bisherigen Ergebnisse aus den hangenden Schichten der Fundhorizonte sind weniger gesichert, da sie nicht vollständig untersucht sind und es außerdem fraglich ist, ob die SchwemmlöÙe für die Pollenanalyse brauchbar sind. Es scheint allerdings, als ob sekundäre Pollen nicht vorkommen, da die Pollenbilder denen der Fundschichten ähneln. Die oberen Ablagerungen weisen eine höhere Beteiligung von *Salix* und *Betula* auf, so daß anzunehmen ist, daß sie in einer späteren Zeit entstanden sind. Wärmeschwankungen, also Interstadiale, konnten bislang nicht festgestellt werden. Ihr Fehlen erklärt sich entweder aus der unvollständigen Untersuchung oder daraus, daß das Becken bereits im Frühglazial ausgefüllt wurde.

An der südlichen Seite des Aufschlusses befinden sich unter 1,56 m mächtigen Torfen sandig-kalkhaltige Gytjen, die möglicherweise in der Kiefernzeit des letzten Interglazials zur Ablagerung kamen. Da die Bildung dieser Gytja bislang nicht geklärt werden konnte, ist es möglich, daß sie allochthon entstanden und für die Pollenanalyse nicht brauchbar ist. Die Torfe liegen diskordant über diesen Sedimenten und beginnen vermutlich in der jüngeren Dryaszeit. Da die Torfe ab 1,16 m Störungen aufweisen, konnte kein klares Bild der nacheiszeitlichen Vegetationsentwicklung gewonnen werden.

Ms. eingeg.: 10. 2. 1953.

Anshr. d. Verf.: W. Selle, Braunschweig-Riddagshausen, Am Kreuzteich 6.

Anm. des Herausgebers während des Druckes:

Sollten bei den oben genannten sandigen Gytjen letztinterglaziale Bildungen im Hangenden der Fundschichten vorliegen, so müÙten letztere älter, d. h. möglicherweise warthestadial sein. Die weiteren Untersuchungen sollen hauptsächlich der Klärung dieser Frage dienen.

5. Pflanzenreste aus den Fundschichten von Lebenstedt

(Kurt Pfaffenberg, Sulingen)

Die untersuchten Proben stammen aus zwei etwa 1 m² großen, geringmächtigen Torflagern, die in der Nähe der Basis und im oberen Drittel der prähistorischen Fundschichten liegen. Im Niveau zwischen diesen Torflinsen waren in humosen Schichten besonders viele Wirbeltierreste und Artefakte enthalten. Die humosen Schichten und der darüberliegende Torf zeigen eine durch Frostwirkung veränderte Lagerung. Die beiden Torflager werden im folgenden als „oberes“ und „unteres“ Torflager bezeichnet. Es handelt sich um hochgradig verwitterte Flachmoortorfe, die sich in ihrem Pflanzeninhalt stark voneinander unterscheiden.

I. Unteres Torflager

Folgende Pflanzenarten wurden nachgewiesen:

Splachnum ampullaceum L. (Moos). Einige gut erhaltene Stämmchen und einzelne Blätter.

Splachnum vasculosum L. (Moos). Einige Stengelstücke mit vollständigen Blättern.

Drepanocladus cf. Sendtneri WARNST. (Moos). Zahlreiche Stengelstücke. Das derbe Zellnetz der Blätter und die kräftige Blattrippe machen die Bestimmung wahrscheinlich.

Chrysohypnum stellatum LOESKE (Moos). Mehrere gut beblätterte Stengel.

Drepanocladus sp. MOENKEM. (Moose). Zahlreiche Stengel mit schlecht erhaltenen sichelförmigen Blättern.

Potamogeton gramineus L. (Gras-Laichkraut). 3 gut erhaltene Steinkerne.

Potamogeton cf. alpinus BALB. (Alpen-Laichkraut). 1 gut erhaltener Steinkern. Die Rückenklappe, die vom Griffel weit zurückbleibt, macht diese Art wahrscheinlich.

Salix polaris WAHLENB. (Polarweide). Sehr viele wohl erhaltene Blätter. Ihre Größenmaße schwanken in der Länge zwischen 2,5 und 4,5 mm und in der Breite zwischen 2,5 und 4,2 mm.

Salix herbacea L. (Krautweide). Sehr zahlreiche gut erhaltene Blätter. Ihre Länge beträgt 2,7—7,2 mm, ihre Breite 2,3—5,3 mm. Durchschnittlich sind diese Blätter größer als von *Salix polaris*.

Salix sp. Sehr viele Blätter mit beschädigten Rändern, weshalb die Zugehörigkeit zu einer der genannten Weidenarten nicht sicher erkannt werden konnte. Andere Arten als *Salix polaris* und *Salix herbacea* kommen vermutlich nicht in Frage. Mehrfach fanden sich Reiserstückchen mit sehr eng liegenden Knospenanlagen, sowie Blüten und Kelchreste von *Salix*.

Armeria cf. arctica WALLR. (Polar-Grasnelke). Es fanden sich 9 Fruchtkelche, die zu dieser Gattung gehören. Bei diesen Kelchen sind nur die kräftigsten Teile erhalten geblieben. Die dünne, weiße Haut, die sonst die Kelchzipfel verbindet, ist gänzlich aufgelöst. C. A. WEBER (1914) schreibt von seinen Funden, daß die Härchen auf dem Fruchtkelch nur auf den Haupt- und Nebenrippen beschränkt sind. Er rechnet deshalb diese Art zu *Armeria arctica*. Die Pflanze ist heute nur im arktischen Nordamerika, in Grönland und Nordsibirien verbreitet. Bei den Lebenstedter Funden ist die Behaarung der Fruchtkelche nicht eindeutig auf die Rippen verteilt. Einige Kelche sind vielmehr zerstreut behaart. GAMS (o. J.) macht darauf aufmerksam, daß andere und ähnliche Funde als *Armeria maritima* bestimmt wurden. Es müßte mit der Möglichkeit gerechnet werden, daß auch andere Sippen vorliegen können, insbesondere *Armeria montana*. Fossil seien auch *Armeria maritima* und *Armeria arctica* kaum unterscheidbar. Da *Armeria* in den Torfen von Lebenstedt mehrfach vorkommt, bringen vielleicht weitere Funde die notwendige Klarheit und Sicherheit.

Lychnis flos cuculi A. BR. (Kuckucksnelke). Gefunden 6 Samen. Ihre Größe schwankt zwischen 0,9 und 1,1 mm. Die kegelförmigen Buckel, in Reihen um den Nabel angeordnet, lassen nur diese Art in Frage kommen.

Pflanzengallen. Mehrfach fanden sich Gallen, die sicher von Weidenblättern stammen. Ihre Zugehörigkeit konnte noch nicht ermittelt werden.

II. Oberes Torflager

Nachgewiesen wurden folgende Pflanzenarten:

Drepanocladus revolvens MOENKEM. (Moos). Zahlreiche Stämmchen.

Drepanocladus Sendtneri WARNST. (Moos). Mehrere Stämmchen.

Drepanocladus sp. Zahlreiche Moosstengel, deren sichelförmigen Blätter stark zerrissen oder beschädigt sind. Eine sichere Bestimmung ist deshalb nicht möglich.

Ceratodon purpureus BRID. (Moos). Ein kleines Stengelstückchen.

Splachnum ampullaceum L. (Moos). 2 gut erhaltene Blätter.

Splachnum vasculosum L. (Moos). 3 Stengelstückchen.

Carex sec. *Carex* (Segge). 30 Nüßchen ohne Schlauch.

Carex sec. *Vignea* (Segge). 12 Nüßchen ohne Schlauch.

Rumex sp. (Sauerampfer). 1 Nuß ohne Perigon, weshalb eine Artbestimmung nicht möglich ist.

Potamogeton cf. *alpinus* BALB. (Alpen-Laichkraut). 1 Steinkern. Die Rückenklappe, die in weiterer Entfernung vom Griffel bleibt, läßt diese Art vermuten.

Die Pflanzenlisten von beiden Torflagern zeigen einen sehr verschiedenen Inhalt. In dem unteren Torflager herrschen in starkem Maße die Weiden vor. Von den beiden angetroffenen Arten hat *Salix polaris* ein rein arktisches Verbreitungsgebiet. *Salix herbacea* ist dagegen nicht nur auf die Arktis beschränkt. Sie wird auch in den Hochgebirgen Europas, meist oberhalb der Waldgrenze, angetroffen. Durch beide Arten, besonders durch *Salix polaris*, wird der arktische Charakter der Torfbildung betont.

Salix herbacea wächst mit Vorliebe in den Schneetälchen und in kleinen mit Schneewasser getränkten Mulden. Dieses sind auch die Standorte der aufgefundenen Laubmoose. *Drepanocladus* und *Splachnum* finden sich jetzt auch in der gemäßigten Zone. Doch ist ihr optimales Verbreitungsgebiet die Arktis und Subarktis. Auffallend ist vielleicht das Vorkommen von *Lychnis flos cuculi*. Das Verbreitungsgebiet dieser Pflanze reicht ebenfalls bis in die subarktische Zone. Dasselbe gilt von *Potamogeton*. *Lychnis flos cuculi* gedeiht noch jetzt fast bis zum 68. Breitengrad. Sie erreicht also im subarktischen Norwegen und Schweden das Tundrangebiet. Danach haben wir uns für das Torflager von Lebenstedt die klimatischen Verhältnisse so vorzustellen, wie sie noch heute im nördlichsten Skandinavien herrschen. Damit stehen auch im Einklang die zahlreichen Funde von Mammut und Rentier. Die großen Tiere benötigen zu ihrer Ernährung bedeutende Mengen von Pflanzen, die nicht in der Hocharktis, wohl aber in den subarktischen Gebieten zu finden sind.

Vegetationsmäßig hat die obere Torflinse einen ganz anderen Charakter. Während im unteren Torflager die Weiden vorherrschen, fehlen diese hier ganz und gar. An ihre Stelle treten Laubmoose und Seggen. HERZOG (1926) unterscheidet für die Arktis die beiden Vegetationstypen der feuchten und trockenen Tundra. In der feuchten Tundra, deren Mulden und Senken stets mit Schneewasser gefüllt sind, herrschen die nassen Mooswiesen vor. Als eine solche Bildung haben wir die obere Torflinse aufzufassen. Die klimatischen Verhältnisse zur Zeit ihrer Entstehung werden die gleichen gewesen sein, wie sie für das untere Lager anzunehmen sind. In der trockeneren Tundra überwiegt niedriges Weidengebüsch. Doch handelt es sich bei der Entstehung der beiden Torflager

nicht um zwei zeitlich streng getrennte Vegetationsformen. Nach den jeweiligen Verhältnissen gehen die nassen Mooswiesen in trockene Mooswiesen und Gebüschfluren über oder wechseln miteinander ab.

Schriftenverzeichnis

- GAMS, H.: in HEGI, G. *Illustr. Flora von Mitteleuropa*. Bd. V 3. München o. J.
- HERZOG, Th.: *Geographie der Moose*. Jena 1926.
- MOENKEMEYER, W.: *Die Laubmoose Europas*. IV. Bd. *Ergänzungsband*. Leipzig 1927.
- PFAFFENBERG, K.: *Das Interglazial von Haren (Emsland)*. - *Abh. nat. Ver. Bremen*. 31. 1939.
- WEBER, C. A.: *Die Mammutflora von Borna*. - *Abh. nat. Ver. Bremen*, 23. 1914.
Ms. eingeg.: 5. 2. 1953.
- Anshr. d. Verf.: Kurt Pfaffenberg, Sulingen (Hannover), Parkstraße 24.

6. Die zoologischen Funde der Grabung Salzgitter-Lebenstedt 1952

(Adolf Kleinschmidt, Braunschweig). Mit 18 Abb.

Im Januar 1952 wurde ich vom Leiter des Landesmuseums Braunschweig, Herrn Dr. A. TODE, gemeinsam mit Herrn Dr. KOLBE vom Erzbergbau Salzgitter zur Begutachtung von Knochenfunden gebeten, die dank der Initiative von Herrn Stadtschulrat ZOBEL, Salzgitter, aus der Fundamentgrube des Pumpenhauses der im Bau befindlichen neuen Kläranlage von Salzgitter-Lebenstedt geborgen worden waren. Es handelte sich um 106 einzelne Fundstücke aus dem untersten Aushub der rund 6 m tiefen Baugrube. Die Artzugehörigkeit der Funde verteilte sich nach dem damals aufgenommenen Protokoll wie folgt:

Rentier	63 ⁰ / ₁₀₀
Elephas (vermutlich darunter auch Rhinoceros)	21 ⁰ / ₁₀₀ , viele Knochensplitter
Rind (Wisent)	6 ⁰ / ₁₀₀
Pferd	3 ⁰ / ₁₀₀
zunächst nicht bestimmbar	7 ⁰ / ₁₀₀ = Knochensplitter!

Diese Funde bildeten den ersten Hinweis auf die dann später von Februar bis Juni mit aller Sorgfalt durchgeführten Grabungen. Die hier vorliegende Anhäufung gleichartiger tierischer Einzelknochen auf engerem Raum, unter denen von vornherein eine Anzahl großer Rengeweihestücke besonders ins Auge fielen, ließ uns schon damals vermuten, daß es sich hier nicht um eine zufällige Ansammlung und Einbettung etwa ganzer Tierleichen handeln könne, sondern daß ein irgendwie durch besondere Ereignisse herbeigeführtes Konzentrat vorliegen müsse. Die Lage des Fundplatzes in einer Nische bzw. Bucht des alten Innerste- bzw. Nette-Zuges der Saale-Eiszeit (fide KOLBE) schien zunächst für eine Zusammenschwemmung zu sprechen. Die Nicht-Zufälligkeit hat die spätere Grabung bestätigt, jedoch eindeutig als Ursache den Eiszeitmenschen ausgewiesen, wenn auch die Datierung des Fundplatzes wesentlich später, und zwar auf frühes Würmglazial anzusetzen ist (s. Berichte TODE und PREUL).

Obwohl ich während der Grabung ganz besonders mein Augenmerk auf Hinweise richtete, die die Einbettung von ganzen Tierleichen oder wenigstens von größeren Teilen anzeigten — um spezielle Anhaltspunkte für biostratonomische Gesichtspunkte im Sinne von J. WEIGELT zu erhalten — haben sich bis auf ganz dürftige Einzelfälle keine derartigen Feststellungen machen lassen. Lediglich einige in noch natürlichem Verband angeordnete Wirbel von Ren und Wisent und einige vollständige Füße vom Ren einschl. der Metakarpalia bzw. Metatarsalia können in diesem Sinne gewertet werden und haben auch einige brauchbare Schlüsse auf das Einbettungsgeschehen und -Schicksal ermöglicht.

Im übrigen ist überhaupt nur ein ganz geringer Prozentsatz der Knochen in vollständigem Zustand eingebettet worden, und zwar trifft dies nur für kleinere Knochen wie Zehenglieder u. dgl. zu. Von allen größeren und großen Röhrenknochen fanden sich nur irgendwie isoliert liegende größere und kleinere bis kleinste Bruchstücke. Und zwar traten im allgemeinen derartige Knochenstücke von Groß-Säugetern (z. B. Mammut, Wisent) in Stücken von etwa 20—30 cm Länge und bis 10 cm Breite auf, während die markhaltigen Röhrenknochen vom Ren durchweg in distalen und proximalen Bruchstückenden mit immer irgendwie sehr gleichartigen Abbruchlinien und Bruchkanten aufgefunden wurden. Offen-

bar haben wir es hier mit gleichmäßigen Abschlügen bzw. einer gleichmäßigen Art der Zertrümmerung der Knochen durch den seine Jagdbeute verwertenden Menschen zu tun. Diese Annahme erscheint umso gerechtfertigter, als auch alle anderen archäologischen Beobachtungen das Bild in dieser Weise eindeutig vervollständigen. Liegen doch nicht nur Knochenteile mit noch viel deutlicheren spezifischen Verletzungen vor, sondern auch solche, die Bearbeitungsmerkmale durch Werkzeuge erkennen lassen, wie solche, die offensichtlich selbst zu Werkzeugen hergerichtet worden sind (s. TODE).

Der Erhaltungszustand der Knochen zeigt im wesentlichen zwei Formen, entsprechend den zwei Haupteinschlüßmitteln, je nachdem, ob die Knochen in groben bis feinen Sanden oder in muddigem, das heißt mehr oder weniger stark mit Pflanzenresten durchsetztem, also humosem dunklem und feinkörnigem Medium eingeschlossen waren. In den Sanden kam es dann zuweilen zusätzlich noch zu einer Inkrustierung mit Eisenoxyden.

Die in Sand eingeschlossenen Knochen zeigen eine helle Farbe und neigen infolge des fast vollständigen Verlustes aller leimgebenden Substanzen nach starkem Ab- und Austrocknen zum schichtweisen Abblättern und Zerfall. Die Knochen aus den humosen Schichten besitzen dagegen bei dunkelbrauner bis bronzearziger Verfärbung auch nach ihrem Austrocknen eine große Festigkeit. Offenbar hat bei ihnen durch die Humussäure eine weitgehende Konservierung

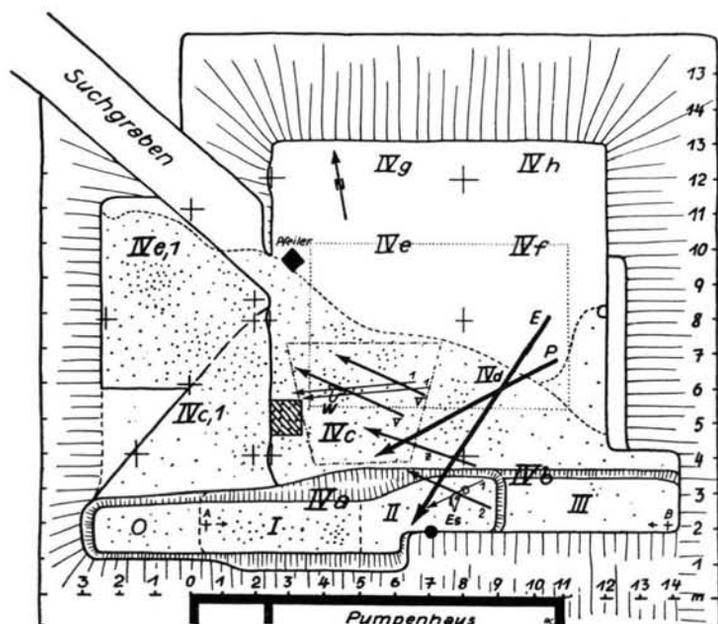


Abb. 1. Situationsplan des Grabungsfeldes von Salzgitter-Lebenstedt, Januar—Juni 1952, mit seitlich aufgetragenen Koordinaten in m. Meßbasis: Nordseite des Pumpenhauses, Grund-Meßstrecke: A—B. Grabungsflächen: I, 1. Versuchsgrabung; dann Fortsetzung II und III; IVa—h, Hauptgrabung; IVc, 1, „Dreiecksfläche“; IVe, 1 „Trapezfläche“. Darüber großer Suchgraben nach NW. Punktierter Fläche: schematische Angabe der gesamten horizontalen Verteilung und Dichte von Knochenfunden. Gestrichelte Linie: deren Begrenzung nach Norden. Es: Fundplatz des Pferdeschädels, W: Fundplatz des Wisentschädels. E, P und z: gleiche Bezeichnung der Resultanten wie in Abb. 5. Die Bezeichnung der Pfeile bei Wisent- und Pferdeschädel entspricht den Bezeichnungen in Abb. 7, 10, 11. Schraffierte Fläche: Lage von Abb. 3.

der kollagenen Knochensubstanzen stattgefunden. Jugendliche oder in Entwicklung begriffene Knochenteile sind aber auch in diesem Einschlußmittel sehr schlecht erhalten. Dies trifft vor allem z. B. bei jugendlichen Wirbelkörpern von Mammut und offensichtlich Bastgeweihenden zu. Hier ist die Spongiosa äußerst hinfällig, und die äußere Deckschicht bzw. Knochenlamellen sind meist nicht mehr vorhanden¹⁾.

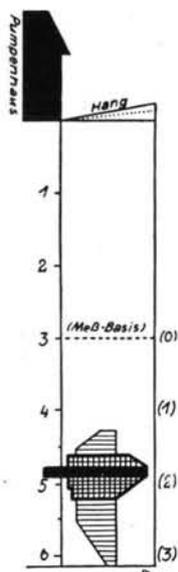


Abb. 2. Vertikale Verteilung und Dichte der Knochenfunde (vgl. hierzu Tab. I). 1. horizontale Striche: Gesamtfundschicht; 2. gekreuzte Striche: Hauptfundschicht; 3. schwarz: Zentralfundschicht.

Anm. ¹⁾ Große Schwierigkeiten bereitete die Konservierung derartiger empfindlicher Knochenteile im Grabungsfeld. Direkte sofortige Behandlung mit Acetonlack sowie auch vorherige Austrocknung mit der Lötlampe erwiesen sich wegen der Hin­fälligkeit und der übergroßen Wasserhaltigkeit der Objekte als nicht anwendbar. Wir haben sie deshalb nach Abdeckung mit Seidenpapier von oben in situ eingegipst und nach Unterschäumen durch Einschluß auch des dicht anliegenden Einbettungsmittels durch Auflage einer Gipsschicht von unten fest abgeschlossen. Die gleiche Methode wurde dann später zur Gewinnung von Schauplatten in größerem Ausmaß (bis 2×2 m) angewandt, indem vorher ein Holzrahmen, in einigen Fällen noch unterteilt, um das entsprechende Objekt erstellt wurde. Kleinere empfindliche Knochen wurden nach der Bergung über 70%igen Alkohol in reines Aceton und von dort in eine Aceton-Mastixlösung überführt. Die Stärke dieser Mastixlösung war so gehalten, daß sie zwischen den Fingerbeeren klebrig wirkte. Verbleib in den einzelnen Lösungen je nach Größe 5—30 Minuten. Bei größeren Objekten empfiehlt es sich, im Alkohol mit einer Wasserstrahlpumpe die Objekte zu entlüften. Nach dem Mastixbad, das auch in steigender Reihe mit höheren Konzentrationen noch wiederholt werden kann, erfolgt einfaches Abtrocknen auf Fließpapier und evtl. noch Überzug mit einem etwas dauerhafteren Acetonlack (Schellack). Die größeren Knochen (auch die oben erwähnten jugendlichen Knochenteile) wurden nach gutem Austrocknen in einem kühlen Raum im Landesmuseum nach folgender Methode (Präp. GRABAU) behandelt:

- drei Lösungen: a) 100 g Tafelleim auf 8 Liter Wasser
b) 100 g Tafelleim auf 4 Liter Wasser
c) 100 g Tafelleim auf 2 Liter Wasser

zu allen 3 Lösungen für je 100 g Leim Zusatz:

- 10 g Leinöl,
10 g Terpentin oder Terpentinöl,
5 g Karbolsäure (oder Thymol).

Lösungen heiß ansetzen, Einwirkungs­dauer 18—24 Stunden; nach jedem Lösungsbad in kühlem Raum abtrocknen lassen.

Die räumliche Verteilung der Knochen im Grabungsstoß deckt sich hinsichtlich der Begrenzung ihres Vorkommens und ihrer Konzentrierung nicht ohne weiteres mit der der Stein-Artefakte, die z. B. vor allem horizontal weiter verstreut lagen (vgl. TODE). Die Wirbeltierknochen treten in einer breiten Schüttung auf, und zwar in einer etwa 100 qm großen, fast dreieckigen Fläche im Südwestteil des ca. 180 qm großen Grabungsfeldes, wie wir sehen werden, im wesentlichen an einem von Nordosten nach Südwesten einfallenden Hang bzw. vor diesem (vgl. hierzu auch die anderen Berichte und Abb. 1). Die horizontale Fundverteilung des Knochenfeldes ist aus Tabelle I und Abb. 2 zu entnehmen. Diese Einteilung ist aber zunächst nur als eine methodisch-schematische nach der Fund-Dichte in den einzelnen 5 cm mächtigen horizontalen Grabungs-Schnitten anzusehen. Sie entspricht demnach nicht ohne weiteres einer natürlichen Anordnung nach etwa faziellen Einheiten!

Tabelle I. Horizontale Gliederung der Knochenfunde

		Lage unter Erdoberfläche	Mächtigkeit	Fund-Dichte
	a	cm b	cm c	d
1.	Gesamt- Fundschi- cht	425—610	185	schwach bis mittel Konzentrat-Zunahme oben schneller als unten Konzentrat-Abnahme
2.	Haupt- Fundschi- cht	460—520	60	groß oberhalb der 5m-Grenze größere Häufung als in tieferen Abschnitten
3.	Zentral- Fundschi- cht	480—490	10	sehr groß

Die Schilderung der Einschlußmedien und ihre Anordnung in den einzelnen Horizonten wird mehr Gegenstand der anderen — geologischen und archäologischen — Fachberichte sein. Hier sei zunächst nur erwähnt, daß in der Zentral-Fundschi-cht die Knochen sich vornehmlich in dem humosen Medium vorfanden und an mehreren Stellen (Abb. 1 und 3) in klar erkenntlich, wenn auch stratigraphisch wenig Spezifisches aufweisenden, größeren Packungen und Anhäufungen bzw. dichter angeordnet waren. Hierbei handelte es sich allerdings stets um besonders große und sperrige Knochenteile: Rippen von Wisent und Mammut sowie Rengeweih.

Derartige Anhäufungen können natürlich rein zufällig, etwa durch Zusammenwerfen, zustande gekommen sein. Andererseits können sie ihre Entstehung einem Zusammenführen durch eine Strömung verdanken, worauf die Sperrigkeit ihrer Einzelteile hinweist, die sich im strömenden Wasser leicht festsetzen und dann auch weitere herangeführte, weniger sperrige Knochenteile festhalten. Die Unregelmäßigkeit der sie zusammensetzenden Gebilde verhinderten zunächst Feststellung und Nachweis strömungsfunktioneller Strukturen innerhalb solcher Packungen. Dazu kommt, daß im Gesamtbild aller einzeln liegenden Knochen der Grabung ebenfalls zunächst keinerlei Einregelungsmodi nachzuweisen waren, die den Schluß auf einen bestimmten Strömungsverlauf rechtfertigen (vgl. Abb. 2 im Beitrag TODE II).



Abb. 3. Freigelegte oberste Schicht der Packung sperriger Knocheile in Fläche IV c (Lage vgl. Abb. 1, schraffierte Fläche).

Um den Einbettungsverlauf zu klären, ist man schon auf Detailbeobachtungen und deren gegenseitige Abstimmung angewiesen. Hierfür konnten bis jetzt einmal Nachweise individueller Zusammengehörigkeit einzelner Knocheile innerhalb des ganzen Fund-Konglomerates herangezogen werden. Ferner haben hier Einzelanalysen der Einbettungs- und Lagerungsverhältnisse bei einem Wisent- und einem Pferdeschädel Beachtung zu finden, da sie uns Wirkungsmechanismen in bestimmten Teilen des Fundfeldes erschließen. Obgleich es sich in diesen Fällen jeweils nur um örtlich enger umrissenes Geschehen handelt, dürften ohne Zweifel diese Beobachtungen ihr Teil zum Verständnis und zur Deutung des Gesamtatbestandes, den der Fund in sich schließt, beisteuern. Können doch diese Dinge nicht allein, sondern nur im Rahmen einer Gesamtschau gesehen und gewertet werden.

Individuelle Zusammengehörigkeit von einzelnen Knocheilen konnte bisher in folgenden Fällen nachgewiesen werden:

1. ein Ober- und Unterkiefer-Molar vom Mammut durch Herrn Dr. E. GUENTHER, Kiel, der die Bearbeitung der Elephas-Molaren dankenswerterweise übernommen hat (s. dessen Bericht);
2. zwei Rengeweihstangen (Abb. 4), die sich so stark gleichen, daß bei der hohen Variabilität dieser Organe eine Zusammengehörigkeit angenommen werden kann;
3. Kopfknochen eines Hechtes, von denen drei mit einwandfreien Fund-Coordinten vorliegen und entsprechend auswertbar sind (s. Tab. IV);
4. Teilstücke eines Pferdeschädels (s. Tab. IV).

Bei den Elephas-Molaren handelt es sich um die eines jugendlichen Tieres. Ihre Daten gibt Tab. II wieder. Die Tiefenstreuung beträgt 115 cm, die Streuung in W-O-Richtung 815 cm, in N-S-Richtung 75 cm. Das westliche Stück liegt also nördlicher und höher, das östliche tiefer und südlicher. GUENTHER betont daher mit Recht, daß hieraus keinerlei Schlüsse „auf relatives Alter von Funden noch auf Zusammengehörigkeit“ gezogen werden können. Umsomehr, da diese auffälligen, großen und schweren Zähne mit hoher Wahrscheinlichkeit von den Jägern einzeln und willkürlich fortgeworfen sein können, und zwar noch dazu von ganz verschiedenen Standpunkten aus. Nur mit diesem Vorbehalt ist allenfalls eine Diskussion der Lagewerte im Rahmen der weiteren Befunde erlaubt.

Tabelle II. Funddaten der individuell zusammengehörigen Elephas-Molaren

	Lfd. ²⁾ Nr.	Fund- ²⁾ Nr.	Datum	Fläche	Fund-Coordinaten		
					Tiefe	W-O ³⁾	S-N ⁴⁾
a	b	c	d	e	f	g	h
					cm	cm	cm
1. M ¹ oder ² r. o.	M 10	916a	10. 6.	IVco (IV)	495	85	590
2. M ₂ l. u.	M 23	—	6. 6.	IVd (VII)	610	900	515
3. Differenz					115	815	75

Anm. ²⁾. Nicht alle eingemessenen und auf die Pläne eingetragenen Fundstücke haben während der Grabung sofort eine Nummer zugeteilt erhalten. Erst nach der Determinierung erfolgte jeweils innerhalb der Artzugehörigkeit eine nochmalige durchlaufende Nummernzuteilung unter einem entsprechenden Kennbuchstaben, bei der alle, auch die sogenannten „Lesefunde“ (= nichteingemessenen, lagemäßig unsicheren oder aus dem Abraum aufgelesenen Fundstücke) erfaßt wurden. Das Verfahren erleichtert Durchfinden bei der Bearbeitung sehr.

Anm. ³⁾. Parallel der Meßbasis = Nordwand des Pumpenhauses (s. Abb. 1).

Anm. ⁴⁾. Senkrecht zur Meßbasis = annähernde Nordrichtung (s. Abb. 1).

Die zwei Rengeweihtangen sind ein rechtes und linkes Basalstück, die beide in etwas verschiedenem Abstand oberhalb der Hintersprosse abgebrochen sind. Die distalen Enden der Augen- und Eissprosse fehlen ebenfalls (vgl. Abb. 4). Ihre Lagedifferenzen sind nach allen Seiten sehr unbedeutend. Immerhin liegt auch hier das westliche Stück höher und nach Norden, das östliche südlicher und tiefer. Die Höhendifferenz entspricht dabei dem normalen Abstand der Rosenstöcke am Schädel bei seitlicher Lagerung. Für beide Stücke dürfte im übrigen das gleiche wie für die Elephas-Molaren gelten.

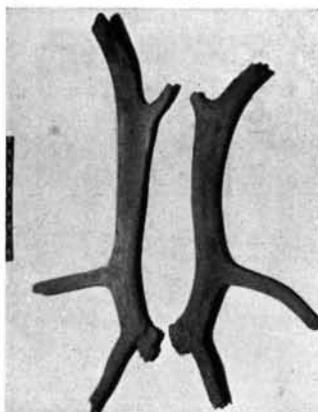


Abb. 4. Zwei individuell zusammengehörige Rengeweihtangen (s. Text).

Tabelle III. Funddaten der individuell zusammengehörigen Rengeweihtangen

	Lfd. Nr.	Fund-Nr.	Datum	Fläche	Fund-Koordinaten		
					Tiefe	W-O	S-N
a	b	c	d	e	f	g	h
					cm	cm	
1. rechts	R 1384	827			215	250	725
2. links	R 1429	836			225	320	655
3. Differenz					10	70	70

Ganz anders liegen aber die Dinge bei den beiden folgenden Fällen. Vor allem bei den Knochen des Hechtschädels. Selbstverständlich ist für den Hecht auch anzunehmen, daß er eine Jagdbeute war; aber ebenso sicher ist wohl auch die Annahme, daß die Eiszeitjäger nicht die einzelnen relativ kleinen Hechtschädelknochen ausgelöst und sinnvoll in der Gegend verstreut haben. Sondern sie haben den Kopf im ganzen abgetrennt und fortgeworfen. Dieser hat sich dann irgendwo am Hang in seine Bestandteile aufgelöst, und diese sind nun nach und nach über kurze Strecken durch irgendwelche, aber bestimmt nicht willkürlich menschliche, Kräfte zerstreut worden. Bei der Prüfung der Fund-Koordinaten ergibt sich nun, daß die zwei am nördlichsten gelegenen Stücke erheblich höher und östlicher liegen als das südlicher gelegene Stück, ferner, daß von den beiden ersteren das östlich gelegene eine geringe Lagedifferenz nach Süden sowie eine etwas größere nach Osten aufweist. Ein alle

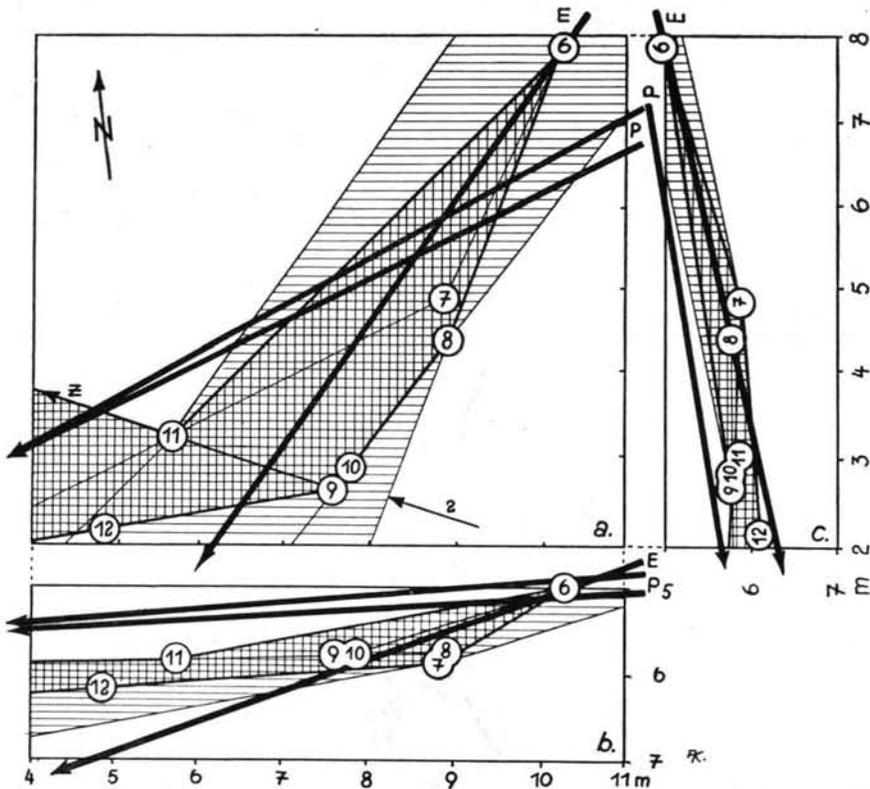


Abb. 5. Richtungs- und Gefällediagramm der zerstreut aufgefundenen Teilstücke des Pferdeschädels (s. Tab. IV, 6—13 u. Text). a) in horizontaler Aufsicht, b) vertikal im W-O-Profil, c) vertikal im N-S-Profil. 6—12: Lage der Knochenteile; die Verbindung dieser Punkte untereinander umreißt die gekreuz schraffierten Räume. E ist darin die Hauptresultante aller Richtungen, bezogen auf den am höchsten gelegenen Punkt 6, von dem aus alle übrigen Teile in der Grundrichtung E sich zerstreut haben müssen. Parallelen durch die seitlichen Extrempunkte (in a: 8 und 11, in b: 7, in c: 7 und 9) geben die engere Variationsgrenze dieses Bewegungsvorganges (= einfach schraffierter Raum) im Schichtpaket an. z = verlängerte Verbindungslinie zwischen 9 und 11 in a und der Pfeil 2 entsprechen den gleichen Bezeichnungen in Abb. 1 und 11. — P = entsprechende Resultanten der Hechtschädelknochen (s. Tab. IV, 1—5 u. Text).

Fundpunkte verbindendes Dreieck liegt also mit seinen längsten Seiten deutlich nach Südwesten geneigt und auch mit seiner südlichen Basis etwas nach dieser Seite hin abfallend (vgl. hierzu Tab. IV und Abb. 5, P). Bezogen auf das am tiefsten gelegene westliche Stück läßt sich eine Hauptneigungs-Resultante innerhalb des Grabungsstoßes für diese drei Fundpunkte berechnen, deren Verlauf aus Abb. 5 zu entnehmen ist: sie ist eine im wesentlichen schwach von O nach W, etwas stärker von N nach S und deutlich von NO nach SW gerichtete Linie.

Für die Darstellung eines solchen Vorganges noch günstiger sind die Verhältnisse bei den sieben Einzelstücken eines Pferdeschädels, da die größere Zahl der Fundpunkte die Beurteilung einer Streuung besser ermöglicht. Das Ergebnis ist ebenfalls aus Tabelle IV und Abb. 5 abzulesen. Zwar weichen die Resultate für Hechtschädel und Pferdeschädel von einander ab, sind aber im Grunde doch prinzipiell gleichsinnig ausgerichtet:

1. die NS-Neigung ist bei beiden so gut wie gleich;
2. die OW-Neigung ist in einem Falle zwar stärker, aber einwandfrei gleichsinnig;
3. das gleiche gilt für die Horizontalrichtung, die allerdings für den Pferdeschädel etwas stärker nach Osten abweicht.

Tabelle IV. Fund- und Lage-Verhältnisse der individuell zusammengehörenden, aber zerstreut aufgefundenen Hecht- und Pferdeschädelteile:

	Lfd. Nr.	Fund-Nr.	Datum	Fläche	Fund-Coordinationen			Richtungs-		Neigungs-	
					Tiefe	W-O	S-N	Winkel	bzw. auf P 3		
									Abb. 5 a	Abb. 5 b	Abb. 5 c
a	b	c	d	e	f	g	h	i	k	l	
A Hechtschädel											
1.	Operculum l.	P 1	25. 4.	IV d	cm	cm	cm	36	9	11	
2.	Articulare l.	P 5	6. 5.	IV d	505	1155	590	21	3	8	
3.	Parasphenoidale	P 3	22. 5.	IV a	535	585	370	—	—	—	
4.	geom. Mittel	(= Resultanten) ⁵⁾						35	4	8	
5.	arith. Mittel							28,5	6	9,5	
B Pferdeschädel								Winkel bzw. auf E 3			
6.	Pm ³ + Pm ⁴ l. o.	E3	690a	30. 4.	IVd	500	1030	790	—	—	—
7.	Max.-Rest + M ¹⁻³ l. o.	E5		4. 6.	IVd	585	880	485	64	30	16
8.	Nasale prx. E.	E4a		4. 6.	IVd	575	885	435	69	27	12
9.	Gesichtssch. r.	E2a	787a ⁶⁾	8. 5.	IVa	575	755	270	63	15	11
10.	Gehirnsch.	E2b	787b ⁶⁾	8. 5.	IVa	575	775	295	—	—	—
11.	Intermax. r. + l.	E1		9. 5.	IVa	588	570	320	46	12	9
12.	O. zygom. l.	E4b		6. 6.	IVa	610	(485)	(215)	(47)	(12)	(10)
13.	Mittel (arith.)	(Resultante) ⁷⁾						55	19	12	

Anm. ⁵⁾. Abb. 5 „P“.

Anm. ⁶⁾. E 2a = Abb. 11, C; E 2b = Abb. 11, B.

Anm. ⁷⁾. Abb. 5 „E“.

Hierbei fällt in die Augen, daß bei Berücksichtigung der Streuung für die Gefällewerte nach Süden und Westen eine Tendenz zum Einbiegen in die Horizontale besteht. Für die Differenzen der Resultanten in der horizontalen Richtung wie in ihrer WO-Neigung bei Pferd und Fisch sind vielleicht Schwereverhältnisse verantwortlich zu machen: der leichtere Knochen wurde weiter nach Westen transportiert, und damit kam auch ein flacheres OW-Gefälle bei der graphischen Darstellung zustande.

Fassen wir die einzelnen Fundpunkte, sowohl der Hechtkopfknochen wie auch der Pferdekopfknochen jeweils für sich, als Teile eines gemeinsamen Systems auf, wozu wir auf Grund der Zusammengehörigkeit der Knochenteile berechtigt sind (sie gehören im ersten Falle auf Grund ihrer Größendimensionen, im anderen Falle nach Größe und dem gnauen Ineinanderpassen der Bruchkanten zusammen), so kommen wir zur Vorstellung von übereinander liegenden Schichtflächen, die im Grabungsstoß sowohl von NO nach SW schräg einfallen als auch nach Süden geneigt sind. In diesen Einheiten dürfte nicht nur ein gleichsinnig räumliches, sondern auch gleichzeitiges Geschehen zum

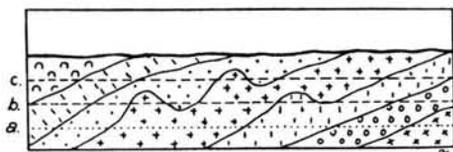


Abb. 6. Schema gleichsinnig geneigter Schichtflächen, die bei horizontalem Anschnitt im Fall a (gepunktet) eine ungestörte zeitliche Abfolge von Anschnitten ergeben, dagegen nicht im Fall b und c (gestrichelt) infolge der dort vorhandenen Reliefverschiedenheiten.

Ausdruck kommen: da das System der Hechtknochen über dem der Pferdekopfknochen liegt, dürften die letzteren früher, die ersteren ihren Fundplatz später erreicht haben. Jede dieser Schicht-Flächen-Einheiten ist aber nun weiter für sich zu beurteilen, da eine Verallgemeinerung der Variabilität ihres Reliefs und möglicher Reliefveränderungen — z. B. durch Frosbodenerscheinungen („Brodelungen“) — nicht ohne weiteres Rechnung trägt, noch tragen kann. Hinweise auf diesen Umstand sind aber ohne Zweifel die Fundpunkte, die den Verbindungslinien zu den anderen, die in der allgemeinen Richtung der Resultanten liegen, entgegenlaufen, d. h. einen Neigungsabfall nach Osten oder Norden zeigen. Sind es doch im ganzen viel zu wenig Fundpunkte, als daß sie uns ein wirklich genaues Bild der Oberfläche der jeweiligen Schichtebene vermitteln könnten (s. Abb. 6).

Die Gleichsinnigkeit der Resultanten bei Hechtschädel und Pferdeschädel dürfte aber die Grundtendenz des Verlaufs einer Schüttung nach Richtung und Gefälle bereits weitgehend verdeutlichen. In diese damit gewonnene Vorstellung eines Systems lassen sich nun vielleicht auch, d. h. mit gebotener Vorsicht, die Befunde an den individuell zusammengehörenden Mammutzähnen und Rentiergeweihstangen einordnen. Das heißt, daß, bei der Beurteilung von Zusammenhängen innerhalb des Fundstoßes, diese in Vorstehendem nachgewiesene hangparallele und gleichzeitige, von O nach W abfallende Neigung fazieller Einheiten zu berücksichtigen ist, was ich schon oben bei der horizontalen Gliederung der Knochenfunde andeutete.

Welche Kräfte im einzelnen für die in diesen Systemen zutage tretenden Bewegungen verantwortlich zu machen sind, ist dann noch eine weitere Frage, deren Beantwortung zunächst zurückgestellt sei. Bei ideeller ungestörter Aufeinanderfolge solcher geneigten Schichtflächen ergibt sich bei horizonta-

lem Aufschluß, wie er bei unserer Grabung durchgeführt wurde, eine zeitlich hintereinander angeordnete Abfolge von entsprechenden Anschnitten auf der Grabungsfläche bzw. Schnittebene. Bei Reliefverschiedenheiten der geneigten ursprünglichen Schichtflächen aber ist diese Abfolge notwendigerweise selbstverständlich uneinheitlich und gestört. Infolge der erheblichen Frostbodenerscheinungen muß hiermit in unserem Falle besonders gerechnet werden, da diese die Ablagerungsschichten teilweise sehr stark verwürgten bzw. zerbrodelten (vgl. Abb. 12). Doch muß ich die Beurteilung dieser Dinge den geologischen Fachbearbeitern überlassen, glaube aber, daß mit den hier geschilderten Dingen ein methodischer Beitrag für die Gesamtbeurteilung geliefert wurde, deren Wert sich im einzelnen noch erweisen wird.

Ferner wurden nun von mir zwei eingehende Einzelanalysen der Einbettungs- und Lagerungsverhältnisse bei einem Wisent- und einem Pferdeschädel durchgeführt. Hierbei wurden die Ausrichtung der Einzelteile bzw. auch der diese umgebenden, eng benachbarten andersartigen Knochenteile, sowie das umgebende Einschlußmittel nach Korngröße, Sortierung, Art und Form seiner Anordnung im einzelnen berücksichtigt.



Abb. 7. Halbschematische Darstellung des Wisentschädelrestes mit den ihn umgebenden Geweihstücken und Knochenresten in situ mit den beiden Muddkegeln A und B: M = Mammutmolar (Nr. M 11). R1 = Ren, Ellbogengelenk. R2 = Ren, Ellbogengelenk. W1 = Rippen. E = Pferd, Metatarsale. Die Pfeile (V, 1, 2, 3) geben Strömungsrichtungen an. Strichlung neben R2 und W1 = hellgraue, sehr feinkörnige (schmierige) tonige Substrate.

Für den Wisentschädel (Abb. 7—10) konnten dabei folgende Feststellungen gemacht werden:

- a) Die um den Schädel liegenden Knochenteile zeigen eine deutliche Ausrichtung allgemein von Ost nach West, besser nach NW, nahezu gleichsinnig im Sinne der gemeinsamen Richtung der beiden Hornzapfen (Abb. 7, 9).

- b) Der Wisentschädel lag auf dem Stirnteil, seine Unterseite nach oben gekehrt. Vom Gebiß des Oberkiefers war nichts erhalten (abgeschoren?), ebenso fehlte die linke Hornspitze in einer Länge von ca. 7—8 cm. Der Unterkiefer war ebenfalls nicht vorhanden.
- c) Auf der Mitte des Schädels, seine Basis weitgehend bedeckend, lag ein breiter Schuttkegel aus muddiger, dunkler humoser Erde, der sich etwa von der Mittellinie des Schädels schräg nach vorn in ziemlich genau westlicher Richtung abflachte (s. Abb. 7, 8, A).
- d) Nach NW lag neben diesem Muddekegel (A) ein weiterer, ganz flacher, birnenförmig sich zuspitzender Muddekegel auf einer Unterlage feinkörnigsten reinen Sandes, der mit seiner Spitze genau auf den linken, tief eingeschnittenen Hornhals zeigte (Abb. 7 u. 8, B).

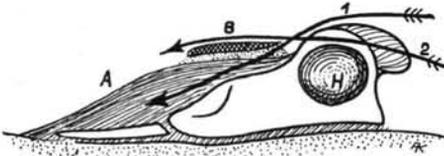


Abb. 8. Querschnittsschema durch den Wisentschädel. A = breiter Muddekegel. B = flache, birnenförmige Muddeleiste auf Sandsockel. H = Hornzapfen-Querschnitt, darüber der Hornzapfenhals, durch den die flache Strömung 2 geht. — Abb. 9 (rechts). Blick aus NW auf den fast ganz freigelegten Wisentschädel mit den ihn umgebenden Knochenteilen. Man erkennt deutlich, daß die Knochenpackung, auf der dem Beschauer abgewandten Seite, mit einer weit vorspringenden Spitze der auf Abb. 7 mit V bezeichneten Hauptstromrichtung entgegengerichtet ist, dagegen in der Stromrichtung, zum Beschauer hin, sich verbreitert.



Phot. A. KLEINSCHMIDT.

- e) Unterhalb des östlichen Endes des großen Muddekegels (A) fanden sich die beiden Nasenbeine in normaler Lagerung und Zusammenhang, das heißt, ohne gegeneinander verschoben zu sein. Jedoch zeigte sich die Achse der Schädelbasis gegenüber der Mittellinie der beiden Nasenbeine um einen deutlichen Betrag verschoben; und zwar ließ sich bei Auswertung von Photographien zeigen, daß der Schädelteil mit den Hornzapfen gegenüber den Nasenbeinen auf der Spitze des rechten Hornzapfens um einen bestimmten Betrag gedreht worden war (vgl. hierzu Abb. 10, a, b, c).

Aus diesen Feststellungen dürfte folgendes abzulesen sein: Der Schädel ist (ohne Unterkiefer?) ursprünglich mit dem Gebiß nach oben in einer Lage zur Ruhe gekommen, in der seine Achse in einer Richtung zeigte, die der Mittellinie der Nasenbeine entsprach (Abb. 10, x₁). Eine von der Seite her wirkende Kraft, durch die vermutlich auch der Gebißteil abgeschoren wurde, und durch die damit die Verbindung zwischen den Nasenbeinen und der Schädelbasis unterbrochen wurde, drehte dann diesen letzteren Teil auf der rechten Hornspitze in der unter e angegebenen Weise. Gleichzeitig mit diesem einigen Kraftaufwand erfordernden Vorgang wurde eine ganz Anzahl von Knochenteilen an und in die Nähe des Schädels herangeführt und lagerte sich um diesen in der unter a gekennzeichneten Weise. Daß diese Kraft eine ziemlich starke Strömung gewesen sein muß, ist nicht von der Hand zu weisen, denn dem entsprechen auch die Sortierungen der Korngrößen des umgebenden Sandbettes (vgl. hierzu Abb. 7a und 10).

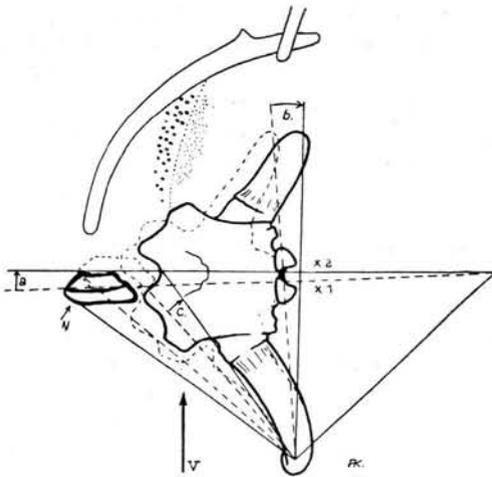


Abb. 10

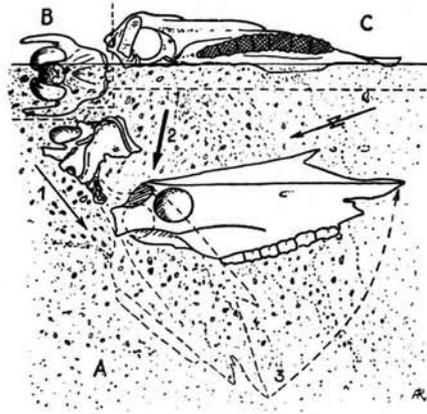


Abb. 11

Abb. 10. Schematische Darstellung der Verschiebung des Wirsenschädels aus der ursprünglichen Lage x_1 = Richtung der Schädelachse, bezogen auf die in situ aufgefundenen Nasenbeine N. x_2 = Richtung der Schädelachse, bezogen auf die in situ aufgefundenene Schädelbasis; a. b. c. = Betrag der jeweiligen stattgehabten örtlichen Verschiebung.

Abb. 11. Halbschematische Darstellung des Pferdeschädels. A: Aufsicht von oben; Schädelteile ausgezeichnet; Lage in situ. Gestrichelt: ursprüngliche Lage der rechten Gesichtshälfte, die durch die Schwenkung 3 in die vorgefundene Lage gedreht wurde. B: Einbettungszustand des Hinterhaupts; Blick von Osten. C: Einbettungslage der rechten Gesichtshälfte; Blick von Westen. Aus B und C geht die relative frühere Festlegung des Hinterhaupts gegenüber dem Gesichtsschädelteil hervor. Beachte ferner die Verteilung der Korngröße der einschließenden Sande.

Diese starke Strömung ist aber anscheinend nur eine zeitlich begrenzte Erscheinung gewesen. Dies lehren die beiden Muddekegel (vgl. oben c. d.). Da diese aus sehr feinkörnigem und pflanzenhaltigem Material bestehen, können diese nur in einer sehr viel weniger heftig fließenden Strömung abgelagert sein. Die Wassermenge muß also in diesem Falle erheblich abgenommen haben und damit der Wasserspiegel gesunken sein. Solange dieser noch über das am weitesten emporragende Hinterhaupt, die beiden Condylen des Hinterhauptgelenkes, hinwegging, konnte sich so im Stromwinkel dahinter, etwa über der Mitte des Schädels, der Muddekegel A durch die dort auftretende Stromwalze aufbauen. Zwischen den parallelen Knochenlagen neben dem ostwärts gerichteten Hornzapfen setzten sich außerdem zu diesem Zeitpunkt in stromfreieren Winkeln tonige Niederschläge ab.

Bei weiterem Absinken des Wasserstandes kann schließlich nur noch ein feiner Wasserfaden gerade durch den schmalen linken, etwas tiefer liegenden Hornzapfenhals geflossen sein. Die mit diesem Wasser durchtretenden Muddeteilchen bauten auf dem inzwischen stetig um den Muddekegel A angespülten, feinkörnigen Sand eine flache birnenförmige Muddelinse auf, die mit der Spitze auf den Hornhals zu zeigte (vgl. oben d), bis mit weiterem Absinken des Wassers auch hier die Strömung aufhörte und diese nur mehr längs des linken nach Westen zeigenden Hornzapfens weitergehen konnte. Diesem Verlauf entsprechen auch dort wie im Ganzen die Sortierungen der Sandkorngrößen.

Es läßt sich also damit nicht nur ein wechselnder Strömungsverlauf mit verschiedener Kraftwirkung, sondern auch ein Wechsel der Wasser-

menge und Fülle und damit ein Wechsel der Wasserhöhe und des Wasserstandes nachweisen. Und zwar nimmt demnach bei sinkendem Wasserstand die Strömung eine etwas andere Richtung ein; die Stromrichtung verläuft bei höherem Wasserstand mehr nach NW, bei niedrigerem mehr nach Westen.

Eine Bestätigung dieser fluktuierenden Stromrichtungen und Wirkungen läßt sich auch an dem Pferdeschädel ablesen. Dieser Schädelteil war, wie oben schon geschildert wurde, — es handelt sich um den Pferdeschädelteil lfd. Nr. E 2a/b — aus allgemein nordöstlicher Richtung an seinen Fundplatz gelangt. Auf diesem Wege waren ihm wesentliche Teile der rechten Gesichtshälfte verloren gegangen und hangaufwärts liegen geblieben (vgl. Tab. IV Ziffer 6—8). An seinem Fundplatz nahm das Reststück nun zunächst eine Lage ein, in der das fast vollständig erhaltene und damit schwerere und sperrige gesamte Hinterhaupt sich festlegte, dagegen der leichtere rechte Gesichtsschädelteil in südwestliche Richtung eingeschwenkt bzw. eingerichtet wurde. Das Hinterhaupt wurde nun sehr bald zur Hälfte in größeren Kies unverrückbar eingebettet. Das nur mit ihm durch eine schwache Knochenbrücke noch verbundene übrige rechte Schädelstück blieb aber bis zu einem gewissen Zeitpunkt noch verschiebbar, solange es noch mit seiner Unterseite dem Boden auflag. Ihm fehlte ja der entsprechende linke Teil; es war also nicht so fest eingesedimentiert wie das Hinterhaupt (vgl. hierzu Abb. 11). Wechselnde Strömungsrichtungen trennten vermutlich dann beide Teile und schwenkten den damit freigewordenen rechten Gesichtsschädelteil um einen ziemlichen Betrag nach Süden (Abb. 11, A/3 etc.). Vielleicht haben bei dieser Trennung auch Frosterscheinungen eine Rolle gespielt. Hierbei lassen sich zwei grundsätzliche, sich überschneidende wirksame Stromrichtungen annehmen, die in Abb. 11 A mit 1 und 2 gekennzeichnet sind.

Überträgt man nun die bisherigen Beobachtungsergebnisse aus dem Richtungs- und Gefälledigramm der Abb. 5 und die Stromrichtungswerte der Abbildungen 7, 10 und 11 auf die Verhältnisse des gesamten Fundplatzes in die Abbildung 1, so ergibt sich folgendes:

- a) die Richtung der stärkeren Strömung am Wisentschädel (Abb. 7 u. 18, V = starker Pfeil) sowie die Stromrichtung 2 beim Pferdeschädel (s. Abb. 11) und die Verbindungslinie der Fundorte 9 und 11 in Abb. 5a (z) verlaufen prinzipiell gleich in etwa nordöstlicher Richtung parallel der nördlichen Begrenzung des Hauptfundfeldes der Knochen, wie sie in Abb. 1 erkennbar ist. Faßt man diese Grenze als eine Uferlinie auf, so verläuft diese Stromrichtung normal, d. h. uferparallel.
- b) Die nächstschwächere Stromrichtung am Wisentschädel (Abb. 7, 1) und die Stromrichtung 1 am Pferdeschädel (Abb. 11) haben westliche bis südliche Tendenz. Ihre Richtung entspricht etwa der allgemeinen Längs-Achse der unteren großen Steinsohle (s. Abb. 4 in Beitrag TODE II), die dicht unterhalb der 6 m-Grenze zum Vorschein kam.
- c) Die Richtung der Resultanten E und P (Abb. 5) zeigen im Mittel die gleiche Richtungstendenz nach SW, in das sich auch das im OW- und NS-Aufriß aufgezeigte Hanggefälle einordnen läßt.

Hierbei dürfte der Fall a einem Zustand großer Wasserfülle entsprechen, bei dem das Tal weitgehend oder stärker ausgefüllt war. Im Falle b, bei sinkendem Wasserspiegel, folgt das Wasser im Abfließen der freiwerdenden Hangneigung zur tiefsten Stelle, deren Verlaufsrichtung mehr nach Südwesten gerichtet ist, entsprechend der Lage und Richtung der in 6 m Tiefe vorhandenen großen Steinsohle (vgl. deren Abbildung im Beitrag TODE).

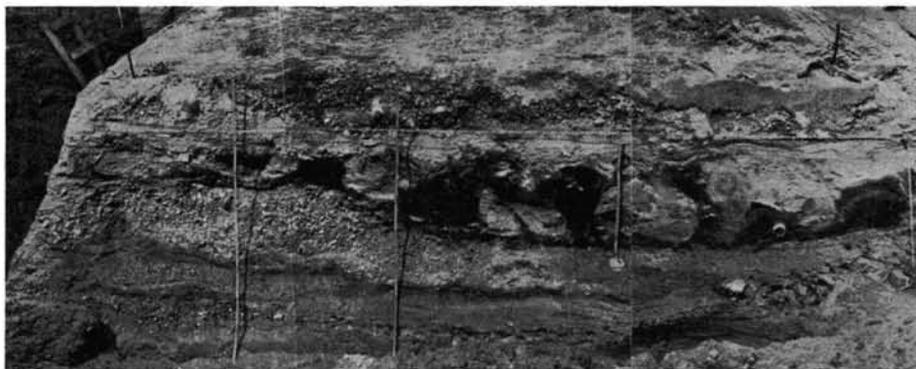


Abb. 12. Der stark verbrodelte Horizont der Hauptfundschrift im Westprofil im Stoß der Dreiecksfläche (IV c 1; vgl. Abb. 1 und 13). Man erkennt in den Muddschichten einzelne Knochen (ganz rechts Wisenthornzapfen).

Phot. A. KLEINSCHMIDT.

Wie ich oben schon betonte, müssen aber alle derartigen Beobachtungen zunächst einzeln und ganz für sich betrachtet werden, da durch die Frostboden-Erscheinungen und die damit verbundenen Aufbrodelungen das Bild allenthalben gestört ist (Abb. 12). Die Lage des einzelnen Knochens bei seiner Auffindung ist also immer unter diesem Gesichtspunkt zu prüfen. Nun läßt sich aber zeigen, daß der Einfluß der Brodelungen durchaus nicht durchgängig und allgemein ist. Sehr charakteristisch sind in unmittelbarer Nähe der runden, hellfleckigen Brodeltöpfe, inmitten des dunklen Bodens, aufgekantete und aufgestellte Knochenteile, die nur mitsamt des sie umgebenden Mediums in diese Lage gebracht sein können: eben eine Folge der kryoturbaten Bodenbewegungen. Diese scheinen sich aber immer nur in einem relativ eng umgrenzten Bezirk ausgewirkt zu haben. Denn unmittelbar neben einem solchen Brodeltopf fanden sich auch ungestörte Verhältnisse, wie ein Renfuß lehrt, dessen Knochen sich noch von der Fußwurzel bis zu den Zehenspitzen in den natürlichen Lagebeziehungen vorfanden. Die vollkommene ungestörte Lagerung dieses Fundes wird außerdem durch den Umstand noch unterstrichen, daß das eine Griffelbein vermutlich, nach Lockerung seiner Verbindung zum Lauf durch Fäulnis, lediglich seiner Schwere folgend, ohne seitliche Verschiebung in dem weichen, losen Mudd nach unten abgesunken war, und zwar distal wesentlich stärker als proximal, wo das zwar stark durch Fäulnis gelockerte, aber immerhin noch vorhandene Gewebe dem entgegenwirkte.



Abb. 13. Durch Eisbrodelung bzw. kryoturbate Vorgänge aufgerichtete Knochen (Pferd, Metacarpus; Renunterkiefer). Davor die kreisrunden hellen, sandigen Flecke der „Brodeltöpfe“.

Phot. A. KLEINSCHMIDT.

Unter Berücksichtigung solcher Umstände lassen sich nun auch manche andere Anordnungsstrukturen von Einzelknochen, selbst in dem so verwickelten, durch Brodelungen weitgehend gestörten Fundfeld verstehen, so z. B. eine Knochengruppe mit einem jugendlichen Mammutkiefer, der auf die Kaufläche seiner Mahlzähne herumgeklappt war und mit seiner Spitze auf den Verlauf einer gradlinigen Grenze zwischen dunklem Muddboden und hellem Sandboden zeigte. Längs dieser Grenze lagen, zu ihrem größten Teil mehr in dunklem Boden, eine Anzahl langer Knochen (Rippen von Ren, Mammut und Wisent). Diese waren alle im wesentlichen in der Richtung dieser Grenzlinie ausgerichtet, die ein Teilstück der oben angenommenen Uferandlinie sein dürfte, so daß wir hier unter diesen Voraussetzungen von einer uferparallelen Ausrichtung sprechen können. Auch die Lage des Mammut-Unterkiefers zeigt ihre mechanische Besonderheit. Ein Elefanten-Unterkiefer besitzt so stark abgerundete und gebogene Unterkanten, daß er auf diesen aufliegend, sehr leicht bewegt und vor allem sehr leicht nach rückwärts über seine Gelenkfortsätze hinweg umgekippt werden kann. Der Mammutkiefer hat sicher ursprünglich mit seiner Spitze in ostwärtiger Richtung gelegen und ist dann herumgeschlagen und so auf die Kauflächen seiner Mahlzähne zu liegen gekommen. Die Gelenk- und Muskelfortsätze drangen dann infolge der Schwere des Objektes tiefer in den Boden. Es sei dahingestellt, ob Mensch oder Wasserkraft dies veranlaßte. Auffällig ist jedenfalls die gleiche Richtung dieses Vorganges zu den vorher erwähnten parallel gelagerten Knochenteilen. Ich glaube, daß sich bei weiterer sorgfältiger Prüfung der Verhältnisse im Knochenfeld noch mehr derartige Beispiele bringen und analysieren lassen.

Wollen wir uns aber eine Deutung der Fundplatzverhältnisse in größerem Rahmen erlauben, müssen wir, über die bisher mechanisch-morphologischen Erörterungen hinaus, auch biologische Daten heranziehen. Dies geschieht am besten auf Grund der Fundliste der Arten, soweit sich diese bisher im einzelnen klären ließ.

Hier seien einige technische Bemerkungen eingefügt: Wie oben unter der Tabelle II in einer Anmerkung schon erwähnt, erhielten nach Freilegung, Einmessung und Aufnahme eine ganze Anzahl von Fundstücken keine Fundnummern, sondern lediglich nur Etiketten mit ihren Fund-Koordinaten. Erst im Laboratorium wurde dann die Etikettierung vervollständigt und eine neue Numerierung gleich unter artlicher Aufteilung vorgenommen, so daß damit ein besserer Überblick über die weit über 2000 Einzelstücke gewonnen wurde. Die topographischen Verhältnisse liegen ja eindeutig durch die Koordinaten und die Lagepläne fest. Nur in 5 Einzelfällen wurden größere Flächen im ganzen in der ebenfalls oben geschilderten Weise eingegipst. Zu diesen gehört auch die Fläche mit dem Mammut-Unterkiefer. Diese Platten sind für die Verwendung in Schausammlungen bestimmt, u. a. z. B. auch für das Landesmuseum Hannover, wo eine derartige Platte zur Zeit bereits aufgestellt ist.

Um den Anteil der einzelnen Tierarten festzustellen, wurden vor allem solche Knochen ausgezählt, nach denen die Anzahl der Einzelindividuen festgestellt werden konnte. Es ergaben sich folgende Anteile:

1. Ren ca. 72⁰/₀, nach Geweihbasen ca. 80 Tiere (dabei etwa 15 juv.)
2. Mammut „ 14⁰/₀, „ Molaren und Unterkiefern ca. 16 Tiere
3. Wisent „ 5,4⁰/₀, „ Schädelteilen ca. 6—7 Tiere
4. Pferd „ 4,6⁰/₀, „ „ „ 4—6 „
5. Nashorn „ 2⁰/₀, „ Zahnresten ca. 2 Tiere

Funde von Einzelindividuen:

6. Wolf
7. Bisamspitzmaus
8. Schwan

9. Ente
10. Ohrengeier
11. Flußbarsch
12. Hecht; außer den 3 oben erwähnten Knochen liegen noch eine Anzahl Lese-
funde aus dem Abraum vom Hecht vor, die der Größe nach gut zum glei-
chen Individuum gehören könnten;
13. eine kleine, nicht zu determinierende Fischart (wenige kleine Grätenreste).
Ferner wurden bisher aus Bodenproben ausgeschwemmt:
14. Insektenreste: Coleopteren (Elytren)
Trichopteren (Larvengehäuse)
15. Krebse: Cladoceren (Daphnia-Ephippien)
Ostracoden (Cypriden-Schalen)
16. Mollusken: Limnaea
Pisidium
Sphaerium.

Faunistisch und ökologisch läßt sich hieraus folgendes ablesen: Mammut, Rhinoceros und Ren sind in dieser Aufteilung die typischen Kälteformen. Das Zurücktreten des Rhinoceros in den Knochenfunden besagt hierbei nichts über dessen allgemeine Häufigkeit, da dieses gefährliche Großtier ohne Zweifel dem Eiszeitmenschen nur ausnahmsweise zur Beute fiel. Das gleiche gilt in gewissem Umfang auch für das Mammut. Überwiegen doch in der Beute durchaus die jugendlichen (oder weiblichen?) Tiere. Das Ren dürfte am leichtesten zu erlegen gewesen sein und daher die ermittelte Individuenzahl die tatsächliche Populationsdichte am ehesten wiedergeben, wobei natürlich das Jagdgebiet (Siedelfläche) und die Zeiteinheit, in der die nachgewiesene Beutemenge zusammengebracht wurde, eine Rolle als unbekannte Größe spielt. Klimatisch beweist jedenfalls das Auftreten von Mammut und Rhinoceros, daß mit ziemlich tiefen Durchschnittstemperaturen zu rechnen ist. Jedoch auch wieder nicht zu kalt, da z. B. der rein arktische Moschusochse, als hierfür typisches Leitfossil, fehlt. Auffällig ist ferner auch, daß kein Lemming nachgewiesen wurde.

Das Ren ist ohne Zweifel ein Kältetypus, doch nicht in so hohem Maße wie Mammut und Rhinoceros. Es paßt ebenso gut auch in die Gruppe der beiden folgenden Tiere: Wisent und Pferd. Vor allen Dingen das letztere dürfte zwar als klimatisch widerstandsfähiger Typus bezeichnet werden. Wie die im Gang befindlichen Untersuchungen aber zeigen, gehören die Lebenstedter Pferdereste einer Form an, die in die Gruppe der sogenannten großen Diluvial- oder Waldpferdtypen zu stellen ist, deren ausgesprochenster das Heiligenstädter Pferd *E. abeli* ANTONIUS mit 1,80 m Schulterhöhe und einem NEHRING-Schädelindex von über 240 (Länge \times Breite) ist⁸⁾. Es ist daher anzunehmen, daß die Lebenstedter Pferde keine Bewohner absolut baumloser Flächen gewesen sind, was ja auch vom Wisent anzunehmen ist. Ebenso ist, wie schon angedeutet, auch das Ren in einer baumbestandenen Landschaft denkbar. Die Pollenanalyse (s. Beitrag W. SELLE) hat nun bisher nur einen sehr geringen Waldbaum-Anteil ergeben, in welchem die Kiefer die höchsten Werte hatte. Demnach haben wir uns wohl eine subarktische Landschaft etwa mit Tundracharakter, aber mit einzelnen geringen Kiefernbeständen (vorwiegend) vorzustellen.

Anm. ⁸⁾ Der maßgebende NEHRING-INDEX (NI) beträgt für das Lebenstedter Pferd 561 bei 208 mm größter Stirnbreite und 543 mm Basilarlänge (ohne Incisivi). Der Wert entspricht also voll der Forderung nach einem über 240 liegenden NI für die Waldpferdgruppe (vgl. ADAMETZ, KRONACHER, LUNDHOLM, v. REICHENAU).

Läßt sich so der Charakter des großräumigen Biotops umreißen, sind für das engere Milieu des Ortes folgende Kleintiere kennzeichnend: Fische sowie die Schwimmvögel Schwan⁹⁾ und Ente kennzeichnen die Nähe tieferen Wassers, für die allerdings noch nicht das engste Milieu des eigentlichen Fundplatzes, sondern auch die in nicht allzu weiter Entfernung vorbeiströmende alte Innerste bzw. Nette ins Auge gefaßt werden muß, an der die Jäger ohne Zweifel dem Fischfang und der Vogeljagd obgelegen haben, wie sie ja die Großtiere sicher nicht nur in der engsten, sondern auch in der weiteren Umgebung jagten.



Abb. 14. Oberstes Glied der Mittelzehe rechts vom Schwan. A: Lebenstedter Fund (T. 540/Co.: 485/655 [IV c]). B: *Cygnus olor*. C: *Cygnus cygnus*. B und C beides alte Männchen. Phot. JOHANNES.

Die Bisamspitzmaus kennzeichnet nun schon das engere Milieu bedeutend besser. Sie ist ein Tier feuchtsumpfiger Niederungen, liebt aber mehr Frischwasser als ausgesprochenen Sumpf. So kommt die heutige Form nur mehr im Tal der großen südrussischen Ströme, des Donez und Dnjepr vor¹⁰⁾, ist also ein ausgesprochen feuchtigkeitsliebender stenöker Typus, der sich weitgehend mit dem der Bisamratte deckt. Diese ist zwar nicht so ausgesprochen stenök, besitzt aber, obwohl sie einer ganz anderen Tierordnung angehört (den Nagetieren; die Bisamspitzmaus ist dagegen ein Insektenfresser) weitgehend äußere morphologische Ähnlichkeiten: z. B. den seitlich zusammengedrückten Ruder-

Tabelle V. Maße der *Phalanx proximalis digit. III. ped.* von *Cygnus*.

	cygnus			olor	Lebenst.	bucc.
	1	2	3	4	5	6
max. Länge	55,7	58,9	59,0	62,5	65,8	68,9
min. Breite	6,3	6,7	6,9	6,9	7,0	7,3

1—4. Museum Braunschweig; 6. Am. Mus. New York No. 4768.

Anm. ⁹⁾ Von dem Schwan liegt lediglich das oberste Glied der rechten Mittelzehe vor. Es ist durch Größe und Schlankheit ausgezeichnet und paßt deshalb weder zu *C. color* (GMELIN), dem Höckerschwan, noch zu *C. cygnus* (L.), dem Singschwan. Der nordamerikanische *C. buccinator* RICHARDS (Trompeterschwan) ist wieder größer, hat aber ähnliche Proportionen. Eine artliche Determinierung nach rezentem Material ist daher vorerst nicht möglich (Abb. 14).

schwanz und Schwimmhäute zwischen den Zehen. Der Biotopcharakter des nördlichen Verbreitungsgebietes der Bisamratte in ihrer Stammheimat Nordamerika, in der kanadischen Subarktis, dürfte vermutlich weitgehend dem diluvialen unseres Lebenstedter Fundplatzes entsprechen¹¹⁾.

In dieses Bild sind nun auch die Insekten-, Krebs- und Molluskenfunde einzuordnen, die den Gewässercharakter kennzeichnen. Trichopteren verlangen in jedem Fall fließendes sauerstoffreiches Wasser, und sei es noch so dürftig und eng begrenzt; vor allem die aufgefundenen Larvengehäuse kennzeichnen eindeutig Formen aus solchem Gewässertyp. Dagegen verweisen Daphnien- und Cypridenreste ebenso wie auch die Mollusken auf ein zumindest sehr langsam fließendes bis stagnierendes Gewässer. Die Diskrepanz in diesem Befund dürfte durch die schon oben angedeuteten sehr wechselnden Wasser- und Bodenverhältnisse erklärbar sein. Die Sphaerien- und Pisidiumschorlen lagen in dichten Packungen am Ostrand der Fundgrube in schmalen Bändern angeordnet, innerhalb deren sie eine gewisse Einregelung erkennen ließen, das heißt, ihre noch fast durchgängig mit dem äußeren gelblichen *Periostracum* versehenen Schalen zeigten parallele Anordnung der Schalenränder bzw. ihres Schalenpaltes (vielfach befanden sich beide Schalen noch im natürlichen Zusammenhang). Diese Sphaerenschichten (soviel ich bis jetzt sehen kann, überwiegt *Sphaerium* gegenüber *Pisidium*) sind aber sehr stark gestört, das heißt, durch Bodenfrosterscheinungen aufgebrodelt. Durch eine genaue Formanalyse der Molluskenschalen läßt sich vielleicht noch eine genauere Definition des Gewässertyps herbeiführen. Ganz allgemein sind ja diese kleinen Erbsen- und Kugelmuscheln kennzeichnend für langsam fließendes bis stagnierendes Wasser. Auf jeden Fall sind sie aber in der aufgefundenen Anhäufung durch einen Strömungsvorgang zusammengeführt worden, um dann, wie schon gesagt, sekundär durch kryoturbate Vorgänge in ihre vorgefundene Lage gebracht worden zu sein.

Wolf und Ohrengeier sind Wandergäste, zunächst ohne größeren biotop-kennzeichnenden Wert. Sie sind sekundäre Nutznießer an den Beute-

Anm. ¹⁰⁾ Das heutige, sehr eng begrenzte Vorkommen der großen Bisamspitzmaus (*Desmana moschata moschata*, PALLAS) am Dnjepr und Donez ist erst eine Folge der starken Verfolgung als Pelztier. Ihre endgültige Ausrottung dürfte z. Zt. nur durch die strengen Schutzmaßnahmen der Sowjets seit den zwanziger Jahren aufgehalten sein. Ursprünglich erstreckte sich das Verbreitungsgebiet weit nach Norden bis etwa zum 59. Breitengrad längs der Fluß-Systeme des Don und der Wolga bis in den Ural längs der Flüsse Kama, Ufa und Ural, südlich bis an den Rand der Kirgisensteppe, östlich um den Kaspi herumgreifend auch zwischen diesem und dem Aral-See. Maßgebend für Existenz und Vorkommen ist Frischwasser und nicht der Biotopcharakter des umgebenden Geländes, wie ihr Auftreten in den Flüssen Kama, Ufa und Ural zeigt (s. hierzu OGNEV u. a. russische Autoren n. SCHREUDER). Es ist daher nicht angängig, die große Bisamspitzmaus wegen ihres heutigen engbegrenzten Vorkommens im Schwarzerdegebiet Südrußlands ökologisch als „Steppentier“ zu bezeichnen.

Anm. ¹¹⁾ In diesem Zusammenhang dürfte der Hinweis von Interesse sein, daß sich die nördlichste Verbreitungsgrenze der amerikanischen Bisamratzenformen annähernd mit der der Wald- und Berg-Ren-Formen deckt. Nur in Nord-Labrador dringt die Form *O. z. aquilonia* BANGS in das Gebiet der Nord-Ren-Gruppe (der Form *caboti* ALLEN) nach Ungava ein. Sonst verläuft die nördl. Verbreitungsgrenze westlich der Hudson-Bay der Barren Grounds (*O. z. alba* SABINA) zum Yukon n. Alaska (*spatulata* OGSOOD) bis zum Cookfjord in SW-Alaska (*zalopha* HOLLISTER). Diesen entsprechen in den Barren Grounds die Renform *R. c. silvestris* RICHARDSSON und in Alaska von O nach W die Formen *R. osborni* ALLEN, *mcquirei* FIGGINS und *stonei* ALLEN (s. MILLER). Ich halte diesen Hinweis zur Beurteilung faunistisch-ökologischer Zusammenhänge für nicht unwichtig, ebenso wie auch für die Beurteilung der europäischen diluvialen Renformen, auf die ich an anderer Stelle bei der Behandlung der Lebenstedter Renne eingehen werde.



Abb. 15. Das Brustbein von *Torgos tracheliotus todei*, forma nova.

Phot. JOHANNES.

resten des Jägerlagers. Jedoch stellt allgemein-zoologisch wie zoogeographisch die Feststellung eines Ohrengeiers in Lebenstedt, noch dazu in einer besonders ausgeprägten Form, etwas Besonderes dar. In seinem rezenten Vorkommen ist der Ohrengeier auf Afrika beschränkt. Nur einmal wurde er vor rund 100 Jahren als Irrgast in Europa — an der Rhonemündung — nachgewiesen (HARTERT). Fossil, auch diluvial, ist diese Form bisher noch nicht bekannt geworden (LAMBRECHT, WETMORE). Besondere Beachtung verdient aber, wie gesagt, der Fund dadurch — es liegen vor: der größte Teil des Brustbeins (Abb. 15), das proximale Ende des Tibiotarsus (Abb. 16), ein Radius- und ein Ulna-Bruchstück — daß sich an ihm intermediäre morphologische Charaktere nachweisen lassen, die dem Lebenstedter Geier eine Zwischenstellung zwischen den afrikanischen Ohrengeiern (*Torgos*) und den ostasiatischen Ohren- oder Kahlkopfgeiern (*Sarcogyps*) zuweisen. Er konnte daher als neue Form *Torgos tracheliotus todei* von mir beschrieben werden, indem ich ihn dem verdienstvollen Leiter der Grabung,

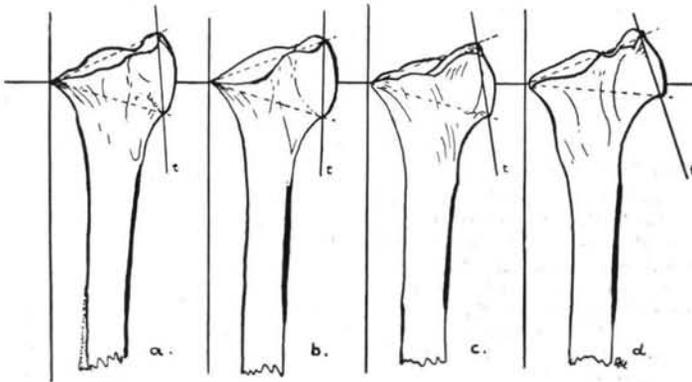


Abb. 16. Proximale Tibiotarsus-Enden. a. Lebenstedter Ohrengeier, b. *T. t. nubicus* (H. SMITH). c. Kuttengeier, *Aeg. monachus* (L.). d. Gänsegeier, *G. fulvus* (HABL.). Beachte die arttypische Form der Crista tibialis media, die in der Neigung ihrer freien Kante zum Ausdruck kommt (Richtung der Linie t).

Dr. TODE, widmete und ihm damit zugleich meinen Dank für die liberale Beteiligung an dem Unternehmen und ständige freundliche Unterstützung meiner Arbeiten abstatte.

Trotz des für die Lebenstedter Bisamspitzmaus zu fordernden subarktischen Biotop-Charakters, sind aber Bisamspitzmaus und Ohrengeier Faunenelemente, die ursprünglich einer wärmeren Umwelt angehören. Der morphologische Zusammenhang des Lebenstedter Geiers mit dem ostasiatischen *Sarcogyps* weist hier deutlich in südöstlicher Richtung. Oder besser: beide Tiere sind Relikte einer sich in dieser Richtung zurückziehenden Fauna. Spricht man doch vom „miozänen (warmen) Charakter“ der heutigen ostasiatisch-indonesischen Fauna! Auch die wenigen bisher bekannt gewordenen Reste fossiler Bisamspitzmäuse lassen m. E. diese Tendenz erkennen. Formenmäßig klar differenziert treten sie uns zunächst in kleineren Formen im unteren und mittleren Cromerien entgegen: Im unteren Cromerien durch *D. kormosi* SCHREUDER (in Westungarn und am Mittelrhein — Gundersheim) und *D. nehringi* KORMOS (ebendaher), im mittleren Cromerien durch *D. thermalis* KORMOS (in Mittelungarn, Holland — Tegelen und Wassenaar (SCHREUDER) — sowie Niederösterreich — Hundsheim E. THENIUS). Vom oberen Cromerien an treten dann Formen auf, die schon zum Formenkreis der rezenten *Desmana moschata* PALLAS gehören: im oberen Cromerien: *D. m. magna* OWEN von SO-England und *D. m. moravica* SCHREUDER aus Mähren. In der „Hauptfauna“ der Mosbacher Sande (Prae-Riß): *D. m. mosbachensis* (SCHMIDTGEN), deren Vorkommen von A. SCHREUDER auch für Nordholland (Bergambacht) sehr wahrscheinlich gemacht ist. Und schließlich *D. m. hungarica* KORMOS aus dem Magdalénien von Nordungarn sowie von Meisdorf und Stellmoor in Holstein.

Die Lebenstedter Form gehört infolge ihrer Größe zu dem zuletzt genannten Formenkreis. Sie ist größer als die rezente Form und könnte ohne Zweifel

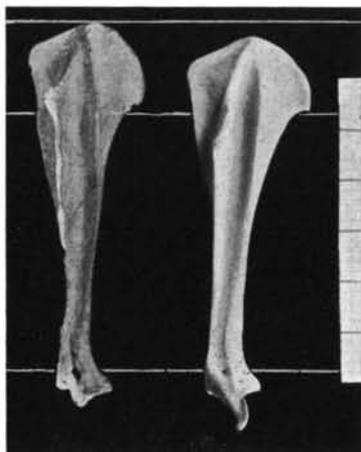


Abb. 17

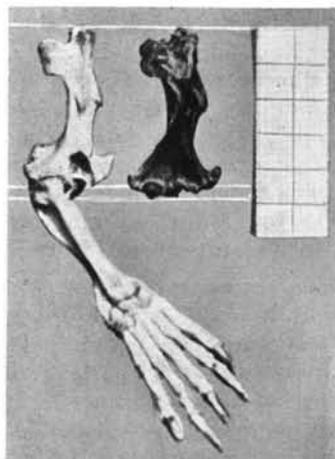


Abb. 18

Abb. 17. Linkes Schulterblatt, Ansicht der äußeren Fläche mit den zwei Spinae scapulae: A. *Desmana moschata lebenstedtensis* A. KL., größer! (glenoidaler Fortsatz der oberen Spina fehlt!) B. *Desmana moschata moschata* PALL. (rezent, Museum Leiden Nr. 6614) kleiner!
Phot. JOHANNES.

Abb. 18. A. Rechte Vorderextremität von *Desmana moschata moschata* PALL. rezent (Museum Leiden Nr. 6614) und B. rechter Oberarm von *Desmana moschata lebenstedtensis* A. KL.
Phot. LINHARDT.

hungarica zugerechnet werden, wie das die Bearbeiter der Funde von Meien-
dorf und Stellmoor (KRAUSE/KOLLAU) für die dortigen Desmana-Funde annah-
men, die allerdings kein sicheres Urteil erlaubten, da sie von zu jungen Tieren
stammten. Da aber Lebenstedt sicher wesentlich älter zu datieren ist als die
Holsteiner Funde, käme ebensogut die Form *mosbachensis* in Betracht, deren
Alter allerdings wieder höher ist. Leider liegt aber von der Mosbacher Form
kein geeignetes Vergleichsmaterial für die Lebenstedter Funde vor. Ich fühle
mich daher veranlaßt, die Lebenstedter Form zunächst *pro usu* als *Desmana*
moschata lebenstedtensis form. nov. zu benennen. Sie ist auf jeden Fall klarer
gekennzeichnet als die holsteinischen Funde aus dem Magdalénien, die wie ge-
sagt, von nicht ausgewachsenen Tieren stammen (s. Abb. 17 u. 18).

Es sei mir schließlich der Versuch gestattet, die Verhältnisse des Lebenstedter
Fundplatzes zur Zeit seiner Entstehung noch einmal mit allem Vorbehalt zu
schildern, wie sie sich mir nach den bisherigen eigenen Ermittlungen sowie in
Anlehnung an die mir bekannt gewordenen Ergebnisse der anderen Fachbe-
arbeiter darzustellen scheinen.

Der Fundplatz liegt am Ende eines früh-würmeiszeitlichen Tälchens an des-
sen Einmündung in das alte Innerste-Tal der Saale-Eiszeit. Sein Talboden wurde
von einem Gewässer mit mehr oder weniger stark wechselndem Wasserstand
durchströmt. Als Folge von Frostbodenerscheinungen traten hier jeweils zwei
Dinge auf: Einmal konnten größere Mengen plötzlich anfallenden Wassers (Re-
genfälle oder jahreszeitlich bedingte größere Abtauungen, wie z. B. Frühjahrs-
schmelze) nicht sofort im Boden versickern, sondern flossen schnell und in gro-
ßem Schwall mit stärkerer Strömung ab (vgl. Wisentschädel etc.). Zeugen hier-
für sind entsprechende Strömungsmarken, Einregelungen und Materialaufschüt-
tungen sowie auch evtl. gewisse Auskolkungen oder Wannenbildungen klei-
neren und größeren Ausmaßes. Normalerweise aber floß nur ein schwaches
Rinnsal von Osten her in dem Tälchen entlang, dessen Bodenrelief außer durch
das gelegentliche Hochwasser durch die Bodenfrosterscheinungen (Brodelungen)
eine sehr wechselnde Oberfläche erhielt. Hierdurch wurde der Verlauf des Was-
sers zu ständig mäanderndem Wechsel veranlaßt, und es entstanden außerdem
in Verbindung mit den oben erwähnten Auskolkungen größere und kleinere
Stillwasserbecken mit entsprechender Kleinfaua (vgl. das oben für die Insek-
ten-, Krebs- und Mollusken-Vorkommen Gesagte). Zeitweise mag der Talboden
fast trocken gelegen haben. Seine Auffüllung erfolgte nicht nur durch die vom
Wasser herangeführten und, entsprechend den wechselnden Wassermengen,
ganz verschieden großen Gerölle, sondern auch vor allem vom Nordosthang her.

In der vermutlich vor dem kalten, von den Gletschern her wehenden Nord-
wind geschützten Talsenke, die, wie gesagt, wohl den weitaus größten Teil des
Jahres fast trocken lag, etablierten sich die Vorzeitjäger. Welcher Grund sie zu
dieser Platzwahl veranlaßte, läßt sich außer dem Windschutz nur vermuten.
Entweder lag der Platz an einer günstigen Kreuzungsstelle von Wildwechseln,
wie auch der nahe Fluß sicher gute Gelegenheit zur Fischwaid und Schwimm-
vogeljagd bot. Sicher ist, daß sich die Reste ihrer Jagdbeute im wesentlichen am
Fuße des Hanges auf dem Talboden anhäuften, und daß sehr wahrscheinlich die
daran befindlichen reichlichen Fleischreste Wolf und Geier herbeizogen. Da-
zwischen jagte die Bisamspitzmaus auf das sich reichlich ansammelnde Insekten-
geschmeiß und seine Brut. Alle drei Nutznießer fielen sicher auch durch Stein-
würfe gelegentlich dem Menschen zum Opfer. Vom Hang wie auch sicher aus
näherer Umgebung her wurden so viele Knochenreste mitsamt den anderen
kulturellen menschlichen Hinterlassenschaften in einem gewissen Zeitintervall

angereichert. Wie groß der Zeitabschnitt war, der den von uns geborgenen Fundkomplex entstehen ließ, läßt sich wiederum zunächst nur mutmaßen. Man müßte hierzu eine Vorstellung über die Größe der Jägerhorde gewinnen, wie auch über deren durchschnittlichen Verbrauch an Jagdtieren. Ein Jahr erscheint mir auf jeden Fall zu gering, andererseits ist die Zahl der Tierindividuen auch wiederum nicht so groß, daß sie das Ergebnis der Jagd von mehreren Generationen sein könnte. Man wird hier nach einem Mittel zwischen diesen beiden Feststellungen suchen müssen.

Schließlich noch ein botanischer Hinweis. Holz und Rindenstücke, die bei der Sortierung der Knochenfunde noch anfielen, scheinen ganz den oben erwähnten Kiefernpollenfunden zu entsprechen. Mit diesem Vorhandensein eines Baumbestandes hängt nun auch offensichtlich das Auftreten von konsolenbildenden Pilzschwämmen zusammen, von denen im ganzen 14 mehr oder weniger große Stücke einer Feuerschwamm-artigen Form aufgefunden wurden. Nach den Angaben des Fachbearbeiters (Dr. JOHANNES, Biol. Bundesanstalt, Braunschweig-Gliesmarode) handelt es sich wahrscheinlich um einen Basidio-Mycet (zu welcher Mitteilung mich Dr. JOHANNES ausdrücklich hier ermächtigte, wofür ihm herzlich gedankt sei).

Zum Abschluß ist es mir eine angenehme Pflicht, allen denjenigen Herren zu danken, die mich in entgegenkommender Weise bei den bisherigen Arbeiten durch Bereitstellung des meist seltenen Vergleichsmaterials unterstützten oder mich mit schwer zugänglichem Schrifttum versorgten. Es sind dies die Herren: D. AMADON und E. MAYR vom Americ. Mus. Nat. Hist. New York; D. A. HOOIJER, A. M. HUSSON und G. C. A. JUNGE vom Rijksmus. Leiden (Holland); R. G. VAN OORT, Zool. Lab. Univ. Utrecht; O. KLEINSCHMIDT, Wittenberg, Forschungsheim; A. v. JORDANS, Museum A. KOENIG, Bonn; O. KALELA, Zool. Mus. Helsinki; H. RENDAHL, Rijksmus. Stockholm; E. THENIUS, Pal. Inst. Wien; und E. W. SWINTON, Brit. Mus. Nat. Hist. London.

Ferner möchte ich nicht verfehlen, den Angehörigen des Landesmuseums Braunschweig für ihre ständige Hilfsbereitschaft und Unterstützung bei meinen Arbeiten zu danken, ebenso Herrn Kollegen JOHANNES von der Biologischen Bundesanstalt für die große Hilfe bei schwierigen photographischen Aufnahmen.

Schrifttum

- ADAMETZ, L.: Lehrbuch der allgemeinen Tierzucht. Wien 1926.
 HARTERT, E.: Die Vögel der paläarktischen Fauna. II. 1912/21.
 KLEINSCHMIDT, A.: *Torgos tracheliotus todei* form. nova. Ein mitteleuropäischer fossiler Ohrengeräucher aus dem Diluvium von Salzgitter. - Bonner zool. Beiträge. Im Druck 1953.
 KORMOS, T.: s. Literatur bei SCHREUDER, 1940 (dort auch sämtliche Desmana-Literatur bis 1940).
 KRAUSE, W.: Die eiszeitlichen Knochenfunde von Meiendorf. - In A. RUST: Das altsteinzeitliche Rentierjägerlager Meiendorf, Neumünster 1937, S. 48-61.
 KRAUSE, W. & KOLLAU, W.: Die eiszeitlichen Knochenfunde von Stellmoor in Holstein. - In A. RUST: Die alt- und mittelsteinzeitlichen Funde von Stellmoor. Neumünster 1943.
 KRONACHER, C.: Haustierwerdung, Abstammung und Entwicklung der Haustiere. (Allgemeine Tierzucht I. Abteilung). Berlin 1921.
 LAMPRECHT, K.: Handbuch der Paläornithologie. Berlin 1933.
 LUNDHOLM, B.: Abstammung und Domestikation des Hauspferdes. - Zool. Bidrag Uppsala 27, 1949.
 MILLER, G.: List of North American recent Mammals. - Smiths. Inst. Bull. 128. Washington 1924.

- OGNEV, S. I.: The Mammals in the eastern Europa and of the northern Asia. Vol. I. Moskau.
- REICHENAU v., W.: Beiträge zur näheren Kenntnis fossiler Pferde usw. - Abh. geol. Landesanst. Darmstadt. 7/1, 1915/25.
- SCHMIDTGEN, O.: *Myogale moschata* PALL. aus dem Mosbacher Sand. - Notizbl. Ver. f. Erdk. u. hess. geol. Landesanst. 5, S. 132, Darmstadt 1925.
- SCHREUDER, A.: A Revision of the fossil Water-Moles (Desmaninae). - Arch. Neerl. Zool. 4, S. 201, Leiden 1940. — Fossil voles and other mammals (Desmana, Talpa, Equus etc.) out of well-borings in the Netherlands. - Verh. Geol. Mijnbouw. Genootsch. Nederland, Geol. Ser. 13, s'Gravenhage 1945.
- THENIUS, E.: Fischotter und Bisamspitzmaus aus dem Altquartär von Hundsheim in Niederösterreich. - Sber. öster. Akad. Wiss. math.-nat. Kl. I, 157, S. 187, Wien 1948.
- WEIGELT, J.: Rezente Wirbeltierleichen und ihre paläobiologische Bedeutung. Leipzig 1927. — Vom Sterben der Wirbeltiere. Nachtrag. - Leopoldina 6 (WALTHER-Festschrift) S. 281. Halle/Saale 1936. — Die Biostratonomie der 1932 auf der Grube Caecilie im mittleren Geiseltal ausgegrabenen Leichenfelder. - Nova Acta Leop. N. F. 1, S. 156. Halle 1933.
- WETMORE, A.: Recent Additions to our Knowledge of Prehistoric Birds 1933-1949. - Proc. X. Intern. Orn. Congr. Uppsala, S. 151. Stockholm 1951.

Manusk. eingeg. 18. 3. 1953.

Anschr. d. Verf.: Dr. Adolf Kleinschmidt, Braunschweig, Naturhist. Museum, Pockelsstraße 10a.

7. Die bei der Grabung in Salzgitter-Lebenstedt geborgenen Backenzähne von Elefanten

(Ekke W. Guenther, Kiel)

1. Die Zähne und ihr Erhaltungszustand

Bei der Grabung in Salzgitter-Lebenstedt wurden 24 einzelne, z. T. sehr gut erhaltene Backenzähne von Elefanten gefunden. Dazu kommen die Unterkiefer von 2 sehr jungen Tieren sowie ein weiterer Kieferrest, die noch nicht aus dem Gips, in den sie bei der Bergung eingebettet wurden, freigelegt sind.¹⁾

An den Backenzähnen ist keine Abrollung zu beobachten, und selbst ein aus 3,10 m Tiefe aus groben Flußschottern geborgener Unterkiefermolar hat noch gut erhaltene Wurzeln; eine irgendwie beträchtlicher Transport im Wasser hat also nicht stattgefunden. Durch Abbruch verlorene Lamellen fehlen 7 Zähne, darunter 4 letzten Molaren. Mehrere Zähne sind infolge Abkautung z. T. erheblich verkleinert, drei davon so stark, daß jeweils nur ein kleiner Abkautungsrest übrig blieb. Von diesen gehörten 2 zum Unterkiefer desselben Elefanten, sie wurden also nicht zu dessen Lebzeiten ausgeworfen, sondern fielen erst nach seinem Tode aus dem Kiefer.

2. Die Anzahl der Elefanten und ihr Alter

Backenzähne, die aus demselben Elefantengebiß stammen, zeigen meist eine weitgehende Ähnlichkeit. Es ist daher oft möglich, verschiedenen Kieferpartien eines Elefanten entstammende, gleich alte Zähne wieder zusammen zu ordnen. Schwieriger ist die Untersuchung, ob zwei in der Zahnfolge nicht gleiche Zähne demselben Gebiß zugehören. Einander entsprechende Pressionsmarken auf der Rückseite des vorausgehenden und auf der Vorderseite des folgenden Zahnes sowie die Untersuchung des Abkautungsgrades können hierbei wertvolle Hinweise geben.

Nach den bisherigen Untersuchungen lassen sich die Backenzähne 10 bis 16 Elefanten (es wird mit 12 gerechnet) zuordnen. Nach ihrer Dentition ergibt sich diese Altersgliederung:

Anzahl der Elefanten	Alter	Altersklassen	Prozentsätze
2—3	4—7 Jahre	¼—6 Jahre	ca. 23%
1	5—10 Jahre		
1	6—20 Jahre	6—20 Jahre	ca. 31%
2	10—25 Jahre		
1	20—50 Jahre	20—50 Jahre	ca. 23%
1	30—60 Jahre		
3—4	nahe an 50 Jahren oder darüber		ca. 23%

¹⁾ Für die Überlassung des Materials zur Bearbeitung bin ich den Herren Dr. TODE und Dr. KLEINSCHMIDT aus Braunschweig zu Dank verpflichtet.

Unter den Elefanten befindet sich nur ein älteres Tier, und gerade dieses ist ein Mammut mit auffallend kleinen Zähnen. Damit fehlen die zahlreichen alten Proboscidier, die z. B. für die Fauna von Hemmingen bei Hannover oder Landesbergen bei Nienburg typisch sind. Der verhältnismäßig hohe Prozentsatz an jungen Tieren in Lebenstedt — Elefanten sind ungefähr vom 20. Lebensjahr ab fortpflanzungsfähig — ist auffallend und entspricht etwa der Altersverteilung von Taubach, deren Zusammensetzung SOERGEL (1922) auf Jagd des diluvialen Menschen zurückführte.

3. Die Umlagerung der Zähne

In mindestens 6 Fällen läßt sich zeigen, daß mehrere Zähne demselben Gebiß entstammen. Dies ist z. B. der Fall bei einem 1. linken Unterkiefermolaren (M 23) und einem 1. rechten Oberkiefermolaren (M 10). Beide Zähne entsprechen einander nicht nur in der äußeren Form — sie sind beide ganz besonders hoch —, sondern auch in der Wurzelbildung, dem Längen-Lamellen-Quotienten, dem Längen-Breiten-Quotienten, dem Aufbau der Lamellen, der Ausbildung des Schmelzes und dem Abkauungsgrad. Der Oberkiefermolar wurde in einer Tiefe von 1,95 m, der Unterkiefermolar in 3,10 m in groben Flußschottern gefunden. Da auch andere ursprünglich zusammengehörende Zähne nicht in derselben Fundschicht lagen, muß vor der endgültigen Einbettung eine Umlagerung stattgefunden haben. Aus der Fundtiefe kann also weder auf das relative Alter von Funden noch auf Zusammengehörigkeit geschlossen werden.

4. Artzugehörigkeit und geologisches Alter der Zähne

M. primigenius BLUMENB. und *M. trogontherii* POHL. werden in erster Linie (WÜST 1900, SOERGEL 1913) mit Hilfe des Längen-Lamellen-Quotienten (Zahnlänge pro Anzahl der Lamellen) voneinander abgegliedert. In einem Diagramm, das diese beiden Werte zueinander in Beziehung setzt, zeigte KELLER (1939), wie sich die Backenzähne von *M. trogontherii* und *M. primigenius* an einer Grenzlinie trennen lassen, indem von einer bestimmten geringeren Lamellenzahl je Zahnlänge an *M. trogontherii* beginnt. Wenn man die Lebenstedter Elefanten in der Weise aufgliederte, so würde die Grenzlinie Zähne desselben Gebisses trennen.

Der Längen-Lamellen-Quotient allein ist kein sicheres Mittel, diese Trennung durchzuführen, denn er ist in vielen Fällen von der Abkauung abhängig. Schreitet diese fort, so nimmt — vor allem häufig bei Unterkiefermolaren — der trogontheroide Charakter zu. Weiter ist bei gleichen Molaren die Zahnlänge größeren Schwankungen unterworfen als die Lamellenzahl (GUENTHER 1953, 1953a). Größer entwickelte Zähne derselben Elefantenart laufen daher Gefahr, bei gleicher Lamellenzahl zu *M. trogontherii*, kleinere Zähne zu *M. primigenius* gestellt zu werden.

Einer bestimmten Lamellenzahl entspricht bei den ersten Zähnen — nur mit geringeren Abweichungen — eine bestimmte Länge. Bereits bei den 2. Molaren ist bei gleicher Lamellenzahl eine Aufspaltung in größere und kleinere Zähne zu erkennen, bei den 3. Molaren wird sie deutlich.

Dies ist auch bei den Lebenstedter 3. Molaren zu erkennen. Es wird jedoch darauf verzichtet, eine kleinwüchsige von einer normalwüchsigen Elefantenform abzugliedern, wie dies RÜHL (1940) vorschlug. Besonders kleine ebenso wie abnorm große 3. Molaren finden sich nicht nur bei *M. primigenius* BLUMENB., sondern auch bei *M. trogontherii* POHL. und *H. antiquus* FALC. Alle diese vom Durchschnittsmaß abweichenden Größen liegen jedoch, soweit sich bisher er-

kennen ließ, innerhalb der Variationsbreite einer Art. Abweichungen lassen sich vielleicht bis zu einem gewissen Grade durch Geschlechtsdimorphismus erklären. Dies bezieht sich natürlich nicht auf wirkliche Kümmerformen, wie sie *H. antiquus* auf Mittelmeerinseln oder *M. primigenius* gegen Ende der letzten Vereisung entwickelten.

Der Längen-Lamellen-Quotient bei 17 Lebenstedter Elefanten-Molaren schwankt zwischen 8,5 und 13,5. Er liegt also bei einigen Exemplaren so hoch, daß man diese nach der üblichen Bestimmung *M. trogontherii* oder *M. trogontherii-primigenius* zugliedern müßte. Eine Verteilungskurve, die die Häufigkeit der einzelnen Längen-Lamellen-Quotienten zeigen soll, läßt ein kleineres Maximum bei etwa 9 und ein stärkeres Maximum bei 11 erkennen. Ein Längen-Lamellen-Quotient über 12 ist nur bei 4 Molaren zu finden. Es zeigt sich also, daß der größte Teil der Zähne ohne Einschränkung zu *M. primigenius* BLUMENB. gestellt werden kann, einige Molaren zeichnen sich jedoch durch trogontheroide Merkmale aus. Vielleicht hängt es mit der Umlagerung zusammen, vielleicht ist es Zufall, daß die Zähne mit den stärksten trogontheroiden Merkmalen in den höchsten, die deutlichsten Primigenius-Zähne in den untersten Schichten gefunden wurden.

Die Zähne aus Salzgitter-Lebenstedt passen in ihrer Entwicklungsstufe recht gut zu einer Fauna, die beim Bau des Rhein-Herne-Kanals an der Basis der Niederterrasse gefunden wurden. KELLER (1939) stellt diese trotz ihres in der Hauptsache kalten Charakters — außer Elefanten enthält sie wollhaariges Nashorn, Ren, Elch, Ur, Wisent, Pferd, Edelhirsch, Löwe und Wildschwein — in das Riß-Würm-Interglazial.

Ein rechter, besonders klein entwickelter 3. Oberkiefermolar zeigt weitgehende Ähnlichkeit mit einem aus dem Nord-Ostsee-Kanal geborgenen Zahn, der wahrscheinlich aus Eemschichten stammt. Damit soll nicht gesagt werden, daß die Elefantenzähne von Salzgitter-Lebenstedt diesem Interglazial zuzugliedern sind. Die Elefanten aus der Stammlinie *trogontherii-primigenius* haben in der Zeit von oberem Riß bis unterem Würm keine so entscheidende Entwicklung erfahren, daß mit unserer bisherigen Kenntnis eine genauere Eingliederung innerhalb dieses Zeitraums möglich wäre.

Angeführte Schriften

- GUENTHER, E. W.: Fossile Elefantenfunde aus Schleswig-Holstein. - Schr. d. naturw. Ver. f. Schlesw.-Holst. 26. 1953. — Die diluvialen Elefantenzähne aus dem Nord-Ostsee-Kanal. - Meyniana 2. 1953 (in Vorbereitung). [1953a].
- KELLER, G.: Untersuchung über Artzugehörigkeit und Altersaufbau an einer Elephas-Molaren-Fauna aus dem Emschertal. - Paläontol. Zeitschr. 21. 1939.
- RÜHL, W.: Die Raubtiere und Elefanten des sächsischen Diluviums. - Paläontographica 41. A. 1940.
- SOERGEL, W.: *Elephas trogontherii* POHL. und *E. antiquus* FALC., ihre Stammesgeschichte und ihre Bedeutung für die Gliederung des deutschen Diluviums. - Paläontographica 60. 1913. — Die Jagd der Vorzeit. Jena 1922.

Ms. eingeg.: 6. 3. 1953.

Anschr. d. Verf.: Dr. E. W. Guenther, Geol. Institut d. Univ. Kiel, Olshausenstr. 40/60.

8. Einige archäologische Erkenntnisse aus der paläolithischen Freilandstation von Salzgitter-Lebenstedt

(A. T o d e). Mit 19 Abbildungen ¹⁾

Angesichts des in vier Monaten intensiver Geländearbeit bei der Ausgrabung in Salzgitter-Lebenstedt gewonnenen umfangreichen Materials an Fundstücken, Fotos, Gesamt- und Detailplänen der einzelnen Grabungsschichten (Buntplanreihe, Grundpläne, Profile usw.) können mehrere Monate nach Abschluß der eigentlichen Grabung nur einige erste Eindrücke und Erkenntnisse zum archäologischen Stoff mitgeteilt werden, und zwar mit allem Vorbehalt, da die rein technische Aufarbeitung vor allem des Fundmaterials noch im Gange ist und die eigentliche wissenschaftliche Bearbeitung erst gerade begonnen hat. Es mag aber soviel aus diesem vorläufigen Bericht entnommen werden, daß bestimmte Aussicht besteht, aus dem überreichen Fundstoff noch manche wertvolle Erkenntnis herauszuholen. Insofern wird auf die geplante Monographie des Amtes für Bodenforschung verwiesen.

A. Fundschichten, Fundmilieu und Deutung

Die systematische Grabung bestätigte die schon im Probeschnitt gemachte Beobachtung, daß die oberen Erdschichten bis etwa 4 m Tiefe völlig frei von irgendwelchen paläolithischen Knochen- oder Artefaktfunden waren. Die Funde begannen erst in etwa 4,25 m Tiefe, und zwar durchweg in einer unter den feineren Schluff- und Sandschichten auftretenden, stark rostbraun gefärbten Schicht groben Kieses, der die eigentlichen Fundschichten fast überall nach oben hin klar und unvermittelt abschloß.



Abb. 1. Profil West-Ost an der Nordwand des Versuchsschnittes. Humose Fundschichten werden von rostfarbenen Kiesschichten diskordant überlagert.

¹⁾ Fotos von W. Rennau, Landesmuseum Braunschweig, Pläne von O. Rothenstein, Landesmuseum Braunschweig, Fundzeichnungen von Graphiker R. Fricke, Braunschweig.

Bei den Fundstücken in dieser Schottererschicht handelte es sich zumeist um widerstandsfähigere, z. T. etwas kantengerundete größere Knochen und Zähne von Mammut und Ren sowie einzelne z. T. ebenfalls wenig kantengerundete Artefakte mit Rostpatina. Der rostbraune und darunter folgende graue Kies scheint demnach ein Umlagerungsprodukt darzustellen, in dem auch Teile von vorher abgelagerten humosen Fundschichten aufgegangen sind. An mehreren Profilstellen war klar zu erkennen, daß Fundschichten in ihrem oberen Teil abgetragen und diskordant von diesen Kiesen überlagert waren (Abb. 1). Für die Fundstücke aus dem Kies ergab sich eine eindeutig sekundäre Lagerung.

Der Befund kann nach dem jetzigen Eindruck wohl nur so gedeutet werden, daß nach der letztmaligen Besetzung des Platzes durch Menschen infolge einer erheblichen Verstärkung der Wasserführung des Tales der Lagerplatz unter teilweiser Zerstörung letztgebildeter Schichten mit grobem Kies zugedeckt wurde. Der hohe Humusgehalt des Kieses ist vielleicht die Ursache der starken Eisenausfällung und dadurch der intensiven Braunfärbung besonders der oberen Kiesschichten. Von der Zeit der Kiesschichtablagerung an scheinen die Fundschichten bis heute wasserbedeckt geblieben zu sein, was der guten Erhaltung aller organischen Bestandteile der Fundschicht äußerst dienlich war.

Unter der besprochenen Kiesschicht, die z. T. größte Schotter enthielt, folgten die eigentlichen Fundschichten, und zwar in einer Gesamtmächtigkeit von zumeist etwa 1 m, allerdings unter Auskeilen zum Hange (NO) hin. Die Fundschichten reichten also von etwa 4,25/4,50 bis etwa 5,25 m Tiefe, stellenweise bis 5,75 m und vereinzelt — in der noch zu besprechenden Steinsohle an der Basis der Fundschichten — bis etwas über 6 m Tiefe. Eine besondere Häufung der Funde zeigte sich in der Tiefenlage von etwa 4,70 bis 5,10 m.

Durch die Eintragung sämtlicher Funde in Schichtpläne 1:20 und die Anfertigung von zwölf Buntplänen der Fundschichten mit z. T. nur 10 cm Höhendifferenz besteht die Hoffnung, daß trotz Frostbodenveränderungen und häufiger Übersandung des Lagerplatzes vom Hange her die Rekonstruktion der Fundschichtablagerung in den wesentlichen Zügen gelingen wird. Den Schlüssel dazu bietet die Verteilung der sehr verschiedenartigen fundführenden Bodenarten, eine Verteilung, die uns zunächst völlig regellos erschien.

Als Hauptbodenarten mit Fundführung kommen innerhalb des Fundschichtpaketes vor: schwarzgrauer, stark humoser Feinsand bis schmutziggrauer Kies einerseits und tonig-schwarz-humoser Boden, z. T. ausgesprochener Gytta-Boden andererseits, dazu flache Torflinsen, diese z. T. auch in kleineren Schollen. Zwischen den genannten stark fundführenden Bodenschichten zeigten sich immer wieder saubere, fast fundfreie Streifen Sandes oder Kieses. In den schwärzlichen Sanden und Kiesen fanden sich nur wenige Knochen, dafür aber vor allem Feuersteinabschläge und -Werkstücke. In den tonig-humosen Wasserabsätzen dagegen lagen Knochen neben Knochen, z. T. in dicker Schicht, dazwischen auch Feuersteinabschläge und beste Werkstücke, wenn auch nicht so gehäuft wie in den Sanden und Kiesen.

Die Verteilung der verschiedenen Bodenarten war in der horizontal geschnittenen Fläche und auch im Profil zunächst fast unentwerrbar. Wohl ließ sich erkennen, daß einer größeren Fläche von dunklen Absätzen eines offenbar flachen Wassers mit den zahllosen hineingeworfenen Knochen sandig-kiesige „Ufer“-Zonen gegenüberstanden, auf denen der Mensch gelebt und seine Zeltlager errichtet haben mußte. Aber sonst blieben viele Rätsel in der Verteilung, da während des Bestehens des Lagerplatzes der Bodenfrost einen Teil der damaligen Oberflächenschichten völlig verbrodelt hat, und da ferner — wahrscheinlich im

Gefolge der Frühjahrsschneeschmelze und schwerer Sommerniederschläge — immer wieder vom Hang her Sand- und Kiesschichten über den Lagerplatz oder einen Teil des Platzes gekommen waren, die Teile der primär lagernden Fundschichten zerstörten, umlagerten oder überdeckten.

Eines scheint sich aber schon jetzt immer deutlicher herauszustellen: In der Hauptzeit des Lagerplatzes muß eine längliche, in Richtung des Hanges (SO—NW) verlaufende, seichte Wasserfläche von etwa 12 zu 8 m bestanden haben, deren Grenzen im Nordwesten durch die Erweiterung der Grabungsfläche in den

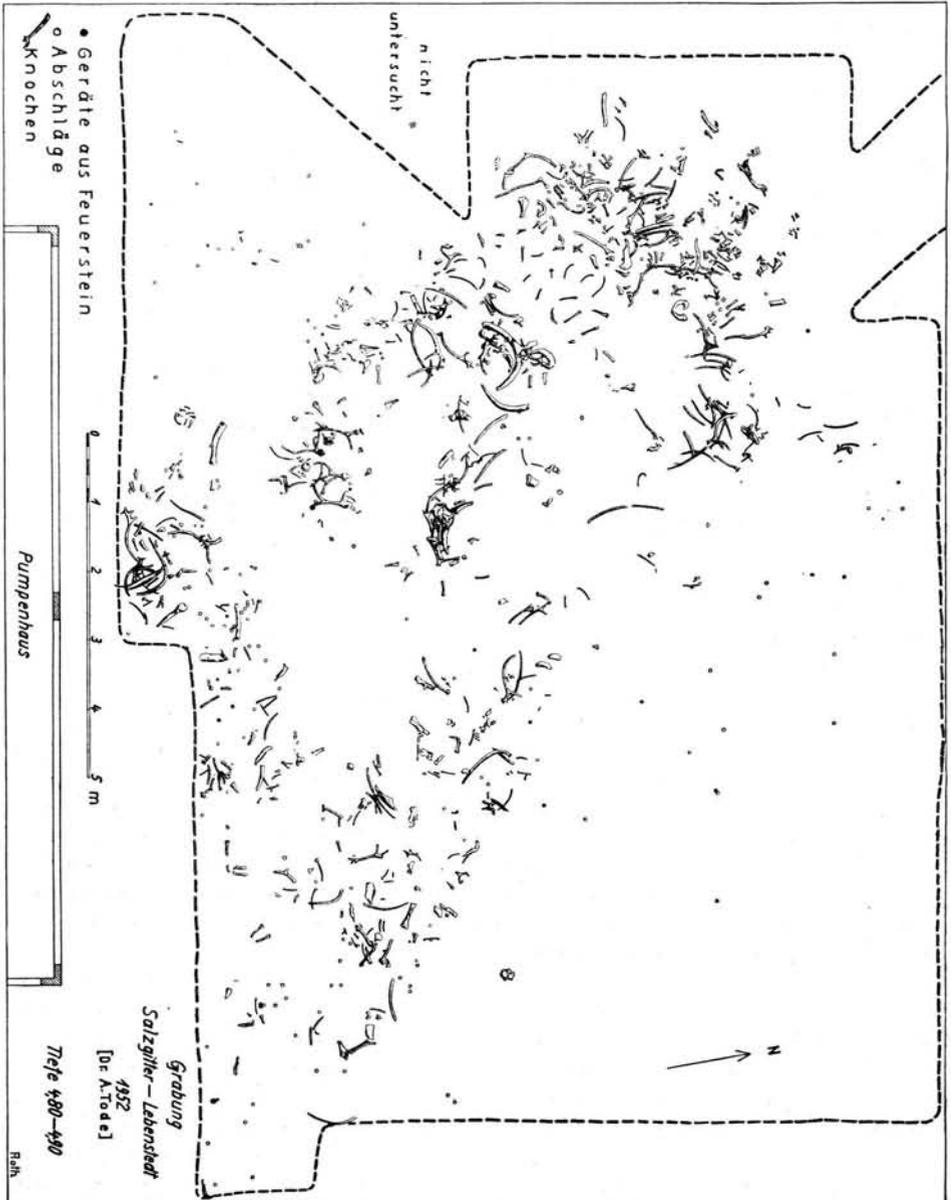


Abb. 2. Fundverteilung in der Tiefenschicht 4,80 bis 4,90 m.

letzten Wochen der Grabung noch gerade erfaßt wurden. Der äußere Umfang dieser Wasserfläche in ihrer größten Ausdehnung ist vielleicht am besten durch die Knochenverteilung in der Tiefenschicht von 4,80 bis 4,90 m zu erkennen (Abb. 2). In den Schichten unter 5,00 m, besonders in denen von 5,10 bis 5,40 m Tiefe erkennt man die tieferen Partien des Wassers, die tiefste zuletzt nur noch im Nordwesten. Hier muß schon ein Tümpel bestanden haben, als der Ostteil der späteren, sehr seichten Wasserfläche noch bewohnbar war, vielleicht schon etwas feucht geworden war (Tiefe 5,10 bis 5,20 m). Diese Oberflächenschicht mit ihren stark humosen Bildungen war besonders deutlich in ihrer Frostverbrodelung zu erkennen (Abb. 3). Am Rande dieser flach ausgehenden, an der tiefsten Stelle beim Höchststand des Wassers nur etwa 1 m Tiefe messenden Wasserfläche sind anscheinend ausgesprochene randliche Moorbildungen vorgekommen. Wenn auch die Frostverbrodelungen den gesamten Wasserboden erfaßt haben, so waren sie doch an der sehr flach ausgehenden moorigen Randzone besonders instruktiv.

Der größere Tümpel muß sehr bald durch starke, von Nordosten, also vom Hang her kommende Wässer, und zwar vor allem in der Mittelpartie, übersandet worden sein. Die in den Tümpel geworfenen Knochen scheinen dabei in der Mitte des Wasserbeckens nach Süden bzw. Südwesten verfrachtet und z. T. in streifenartigen Partien zusammengeschoben zu sein (vgl. die Knochenkonzentrierungen in der Mitte und besonders im Südwesten des ursprünglichen Wassers auf Abb. 2). Einige größere Knochen, die schwer beweglich waren, wie etwa große Rengeweihstangen oder der große Bisonkopf (Abb. 2, Mitte) scheinen An-



Abb. 3. „Brodelfboden“ (Tiefe 5,10 m).

laß von Knochenzusammenschiebungen gewesen zu sein. So erklärt sich auch die immer wieder von unserem Zoologen Dr. KLEINSCHMIDT in der Knocheneinbettung im Kleinen gemachte Beobachtung, daß ein Teil der Knochen durch Wasser umgelagert sein muß (vgl. den Beitrag KLEINSCHMIDT). Aus den nordöstlichen Randpartien des Tümpels müssen im übrigen die verfrachteten Torffetzen stammen, die südwestlich davon im Sand eingelagert angetroffen wurden.

An mehreren Stellen um die geschilderte flache Wasserfläche herum sind so starke Anhäufungen von Feuersteinabschlägen festgestellt, daß man den unmittelbaren Eindruck gewinnt, daß hier Menschen am Wasser nicht nur die Jagdbeute zerlegt und ihre Mahlzeiten gehalten, sondern auch ihre Geräte geschlagen haben. Ein besonders dicht mit Artefakten belegter Platz war auch der Platz in Tiefe 5,10/5,20 m östlich des ältesten, kleineren Tümpels. Mehrfach lagen in der nordöstlichen Randzone des Tümpels völlig unvermittelt größere Steine (bis 0,5 m Durchmesser) — einmal mehrere in einem Kreis von 5 m Durchmesser in einer Schicht — sodaß man an Beschwersteine von Zelten denken möchte. Feuerstellen konnten auf der Grabungsfläche nicht eindeutig bestimmt werden.

Da im übrigen auch in einer weiter westlich gelegenen Baugrube in entsprechendem tiefen Sandschichten Feuersteinartefakte gefunden werden konnten, muß sich das Jägerlager von den in der Grabungsfläche erfaßten Teilen am Hange des Tales entlang mindestens noch etwa 20 m weiter nach Westen ausgedehnt haben, während die Ausdehnung nach Osten nicht bestimmt werden konnte. Nachgewiesen ist also ein Lager von mindestens 30—40 m Länge. Die Ausdehnung des Lagers ins Tal hinein ist eher zu schätzen: Die Südwestgrenze des flachen Wassers scheint gerade die Nordwestecke des heutigen Pumpenhauses erreicht zu haben, da nur hier von den Schachtarbeitern Knochen angetroffen wurden. Es waren diejenigen, die zur Entdeckung des Gesamtfundes führten. Im übrigen Baugrund wurde nur Sand festgestellt, allerdings im Nordosten des Pumpenhauses von sehr schmutziger Färbung. Im Baggerabraum aus



Abb. 4. Die Steinsole an der Basis der Fundschichten (Tiefe 6 m).

diesem Teil des Baugrundes fanden wir bezeichnenderweise noch nachträglich Abschläge und herrlichste Werkstücke in größerer Zahl, im sauberen Abraum aus dem südlichen Baugrund des Pumpenhauses jedoch so gut wie keinerlei Artefakte oder Knochen. So scheint der Lagerplatz vom Hang ins Tal hinein nur etwa 15 bis 20 m Breite erreicht zu haben.

An der Basis der Fundschichten wurde im Süd-Osten unserer Fläche ein in Richtung nach SW stark fließendes Wasser mit einer ausgesprochenen *Steinsohle* festgestellt (Abb. 4), die nach Aussage der Baggerarbeiter sich noch weiter durch die NW-Ecke des Pumpenhauses nach Südwesten hatte verfolgen lassen. In der Steinsohle und am Südostufer des hier einmal fließenden Wassers lagen verstreut Artefakte und Knochenabfälle. In welche Zeit unseres Lagerplatzes — wahrscheinlich doch an den äußersten Anfang — diese Lager Spuren zu setzen sind, muß noch untersucht werden. Die in der Steinsohle und an ihrem Südrand im Sand und Kies angetroffenen Werkstücke und Knochen könnten auch sekundär in diese Lagerung gekommen sein.

Insgesamt mag es sich um eine größere Horde paläolithischer Jäger gehandelt haben, die hier in der Talaue am sonnenbegünstigten Hange am Rande von flachen Wasserbecken einen Lagerplatz unterhielt. Ihre Zahl aber auch nur ungefähr, etwa nach dem verzehrten Wild, bestimmen zu wollen, wäre müßig. Man wird nach den Beobachtungen bei primitiven Jägerhorden nur sagen können, daß Horden, die zu groß werden, sich stets wieder in normale Gemeinschaften spalten, bei denen eine Größe von etwa 40 bis 50 Personen oder weniger vorherrschend ist. Hätte man durch weitere Fortführung unserer Grabung etwa noch Versuchsschnitte nach Westen, Osten und Süden führen können, wäre auch die genauere Ausdehnung des Lagerplatzes zu bestimmen und eine ungefähre Schätzung der Hordengröße zu versuchen gewesen.

Die Lage des Fundplatzes im Gelände, und zwar am Ostrande des breiten, südnördlich verlaufenden Haupttales — heute von der Fuhse durchflossen — erhält dadurch eine weitere Kennzeichnung, daß an dieser Stelle (vgl. den Meßtischblatt-Ausschnitt in der Einleitung) ein Seitental von Südosten her einmündet. Der Platz lag also in der Talaue am Südwesthang der Hochfläche, dadurch geschützt gegen Nordostwinde, mit weitem Blick über beide Talzüge. Die Wahl des Lagerplatzes mag insgesamt also durch die Südhangle und durch die gute Weitsicht über beide Täler, vielleicht aber auch durch eine oder mehrere in günstiger Entfernung liegende Wildwechsel- oder Furtstellen bedingt gewesen sein: Am Haupttal entlang ziehendes Wild wurde durch das Seitental auf alle Fälle verzögert. Es entschloß sich zum Übergang über das Seitental, falls eine passende Furt es gestattete, oder mußte ostwärts ausweichen, um das Seitental zu umgehen. Beides gab gute Jagdmöglichkeiten.

Man wird bei dem paläolithischen Jägerlager von Salzgitter-Lebenstedt, das in manchen Dingen an die sehr viel jüngeren späteiszeitlichen Sommerlager von Renjägern bei Meiendorf und Stellmoor (Bez. Hamburg) erinnert, wohl ebenfalls annehmen dürfen, daß es nur im Sommer besetzt war. In arktischen Zeiten dürfte die im Winter tiefverschneite Tundra dieser Gegend für Mensch und Tier keine Existenzmöglichkeiten geboten haben. Was die Dauer der Besetzung des Jägerlagers von Salzgitter-Lebenstedt betrifft, so spricht das Milieu, das sich uns für einen wesentlichen Teil der Besetzung des Lagers in der Talaue gezeigt hat, nur für eine recht kurze Zeit, also für eine nicht zu große Zahl von Sommern. Auch die Zahl der erlegten Tiere (aus der Grabungsfläche insgesamt nur etwa 80 Rentiere, vgl. Beitrag KLEINSCHMIDT) deutet auf eine nur kurze Zeit.

B. Funde, Kulturstellung und Datierung

Es wird verständlich sein, daß gerade über die kaum inventarisierten Artefaktfunde der Ausgrabung Salzgitter-Lebenstedt, also über die vorkommenden paläolithischen Fundtypen und ihr Zahlenverhältnis untereinander, noch am wenigsten Verbindliches gesagt werden kann, und daß hier daher nur einige

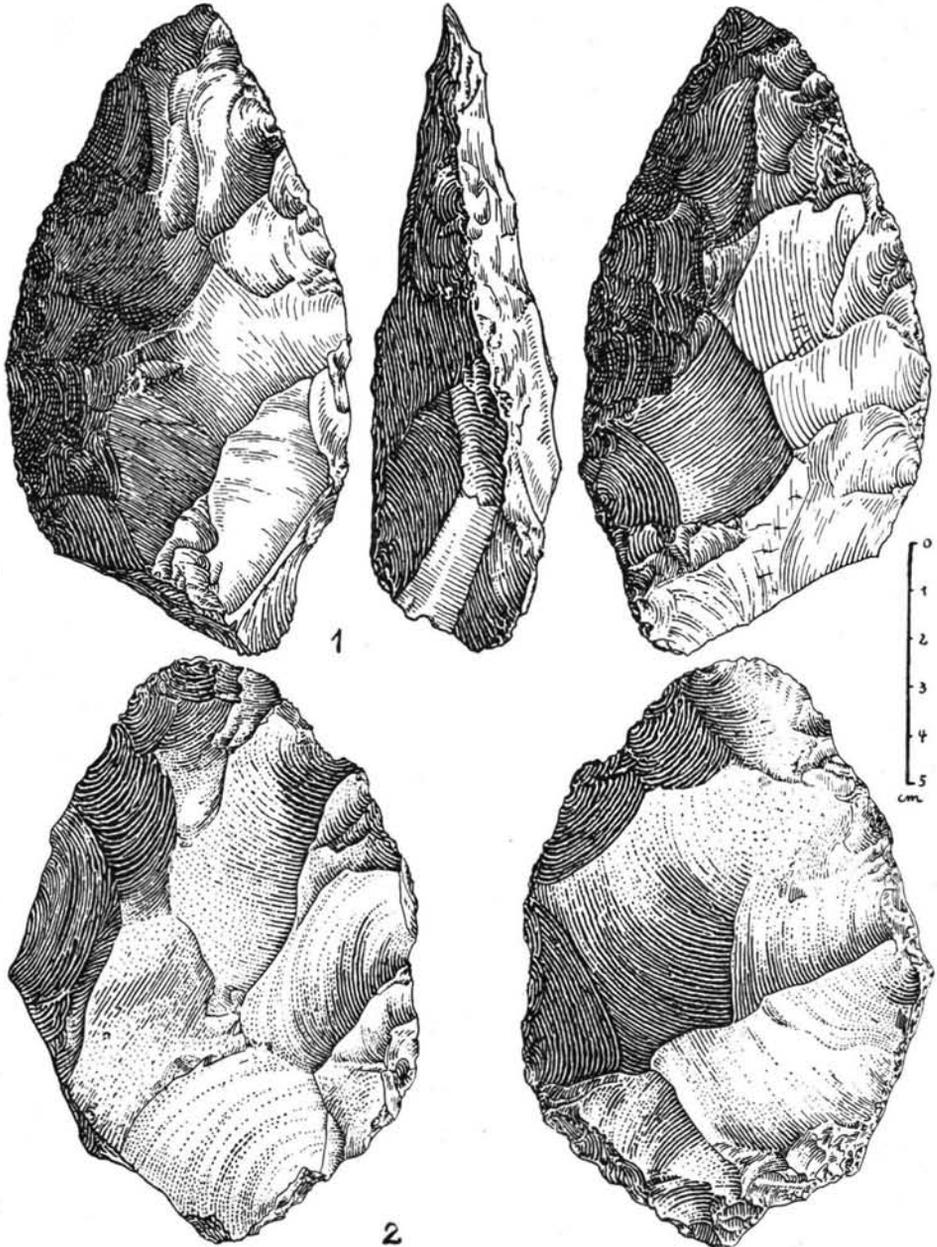


Abb. 5. Faustkeile von Salzgitter-Lebenstedt. 1: Leb. IV. 21, 2: Leb. S. 15.
[Ldsmus. Brschw.] $\frac{2}{3}$ nat. Gr.

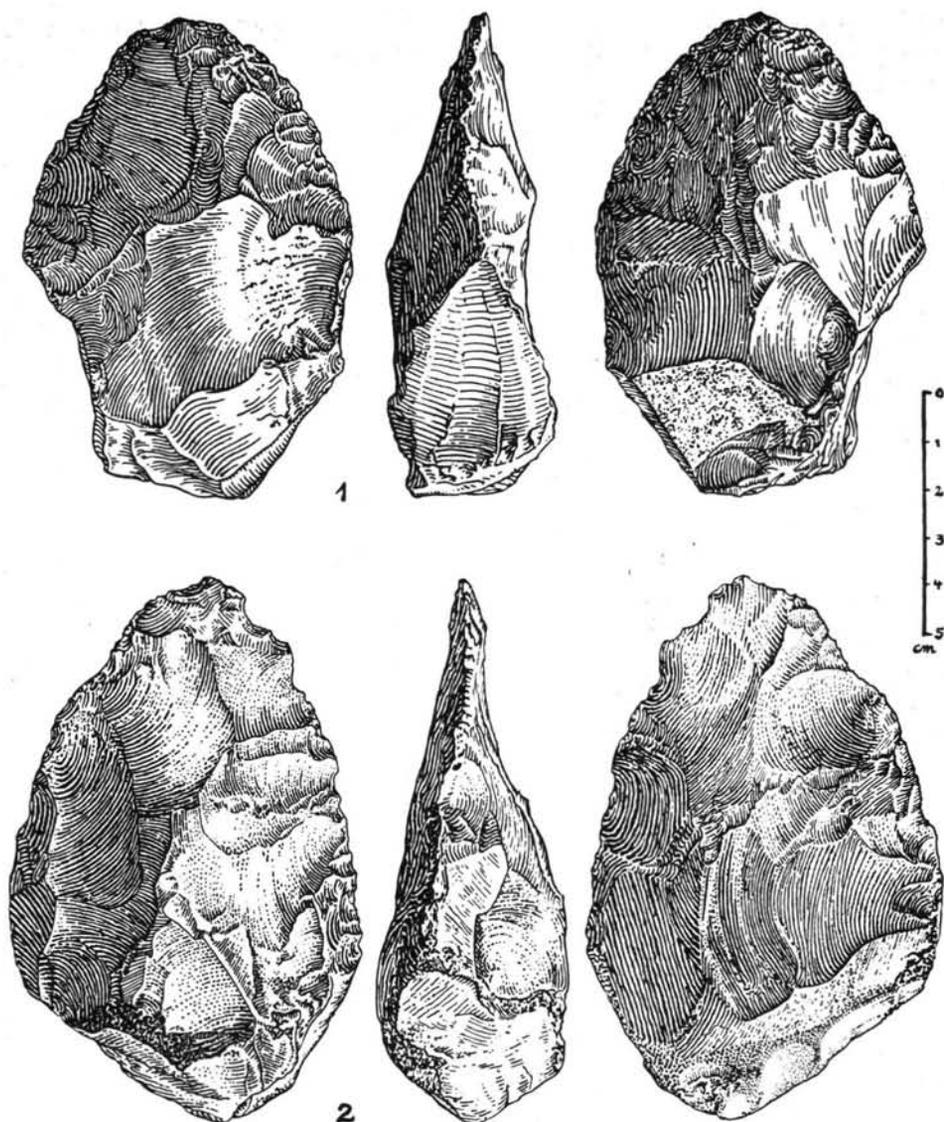


Abb. 6. Faustkeile von Salzgitter-Lebenstedt. 1: Leb. IV. 18, 2: Leb. IV. 100
[Ldsmus. Brschw.] $\frac{1}{2}$ nat. Gr.

erste Mitteilungen über das Fundmaterial verantwortet werden können. Gerade bei der kulturellen Einordnung größerer Fundplätze sind, wie die Geschichte der Altsteinzeit-Forschung gezeigt hat, „erste Eindrücke“ häufig recht trügerisch gewesen. Mit Recht ist wiederholt darauf hingewiesen worden, daß erst die vollständige und sorgfältige Aufnahme und Vorlage des jeweiligen Gesamtfundstoffes eine wirkliche Beurteilung und kulturelle Einordnung eines Fundplatzes ermöglichen²⁾. Diese Gesamtvorlage der Funde wird unter sauberer

²⁾ Vgl. die letzte überzeugende Äußerung in dieser Richtung von A. BOHMERS 1951, S. 28.

Trennung von Materialdarbietung und Deutung in der geplanten Monographie über Salzgitter-Lebenstedt erfolgen, auf die hier anlässlich des ersten Vorberichtes verwiesen sei.

Die Funde

Außer einigen Funden bearbeiteter Knochen, über die kurz am Schluß berichtet wird, bestehen alle übrigen Artefaktfunde ausschließlich aus Feuersteingeräten, -knollen und -abschlägen, und zwar sind insgesamt aus der Ausgrabungsstelle über 2000 Stücke geborgen, davon fast 200 gute und charakteristische Artefakte. Der Werkstoff ist baltischer Feuerstein, der sich am Talhang und in der Talsohle als Auswaschungsprodukt aus den älteren Moränen reichlich vorfindet. Die Farbe des Feuersteins ist hellgrau bis schwarzgrau, häufig tiefschwarz mit herrlicher, mattglänzender Patina. Braungelbe Töne treten demgegenüber stark zurück, und zwar wurden fast nur aus der obersten Kiesschicht Stücke von braungelber Färbung und z. T. etwas Kantenrundung geborgen. Seltener kommt auch stark kalkiger Feuerstein vor, aus dem besonders gern größere Werkstücke gearbeitet waren.

Über die zahlreichen Rohknollen, z. T. angeschlagenes, z. T. unbearbeitetes Material, die ungezählten unbearbeiteten Abschlagstücke und das atypische Material, das in den Fundschichten zutage trat, kann noch gar nichts gesagt werden. Viele angefangene und halbfertige Werkstücke, Stücke insbesondere mit unerwünschten Kalkkonkretionen darin, die eine weitere erfolgreiche Bearbeitung verhindert hatten, und das reichliche „Negativ“-Material zu den fertigen Geräten stellen ein wichtiges Studienmaterial besonders für die Abschlagtechnik und den Herstellungsvorgang bestimmter Gerättypen dar. Auch hierin erkennt man die große Überlegenheit eines vollständig registrierten, in der Lagerung festgelegten Grabungs-Fundmaterials gegenüber einem unregelmäßig abgesammelten Material eines Fundplatzes ohne Grabung.

Der tadellose Erhaltungszustand fast sämtlicher Feuersteinartefakte, das Fehlen einer Rollung sowie einer tiefgründigen Patina, wie sie unter langwirkendem Einfluß von Luft, Wind und Niederschlägen auf der Erdoberfläche entstanden wäre, beweist eine Einbettung der Stücke in schützende Erdschichten bald nach der Herstellung bzw. nach dem Gebrauch. Der Schlagtechnik nach ist ein Teil der Abschläge in altertümlicher Weise durch Anschlagen des Werkstückes gegen einen Amboß, also in „Clacton-Art“, ausgeführt, der weitaus größere Teil aber in der Art der sogenannten „Levallois-Technik“, bei der mit weicherem direktem Schlag (z. T. mit Holz oder Knochen, wie man annimmt) zumeist längere und dünnere Abschläge erzielt werden als bei dem harten indirekten Schlag der Clacton-Technik. Sehr viele Geräte erhielten eine künstliche Schartung („Retusche“) der Arbeitskanten. Diese Retuschen erreichen vielfach höchste technische Vollendung. Viele Geräte haben Kanten- und Oberflächenretuschen, die ineinander übergehen (Stufenretusche).

Überblickt man die Gesamtheit der eigentlichen Geräte, so erkennt man, daß es sich im Wesentlichen um Abschlaggeräte handelt. Der Anteil an Geräten, die aus einem Kern gearbeitet sind, ist den guten Abschlaggeräten gegenüber aber doch, grob gesagt, mit etwa 10% zu veranschlagen. Von den in Salzgitter-Lebenstedt vertretenen Geräten mögen die folgenden Hauptgerättypen kurz aufgeführt werden:

Eine erste wichtige Gruppe von Geräten für die Beurteilung der Kultur von Salzgitter-Lebenstedt stellen die aus der dortigen Fundstelle größtenteils *in situ*

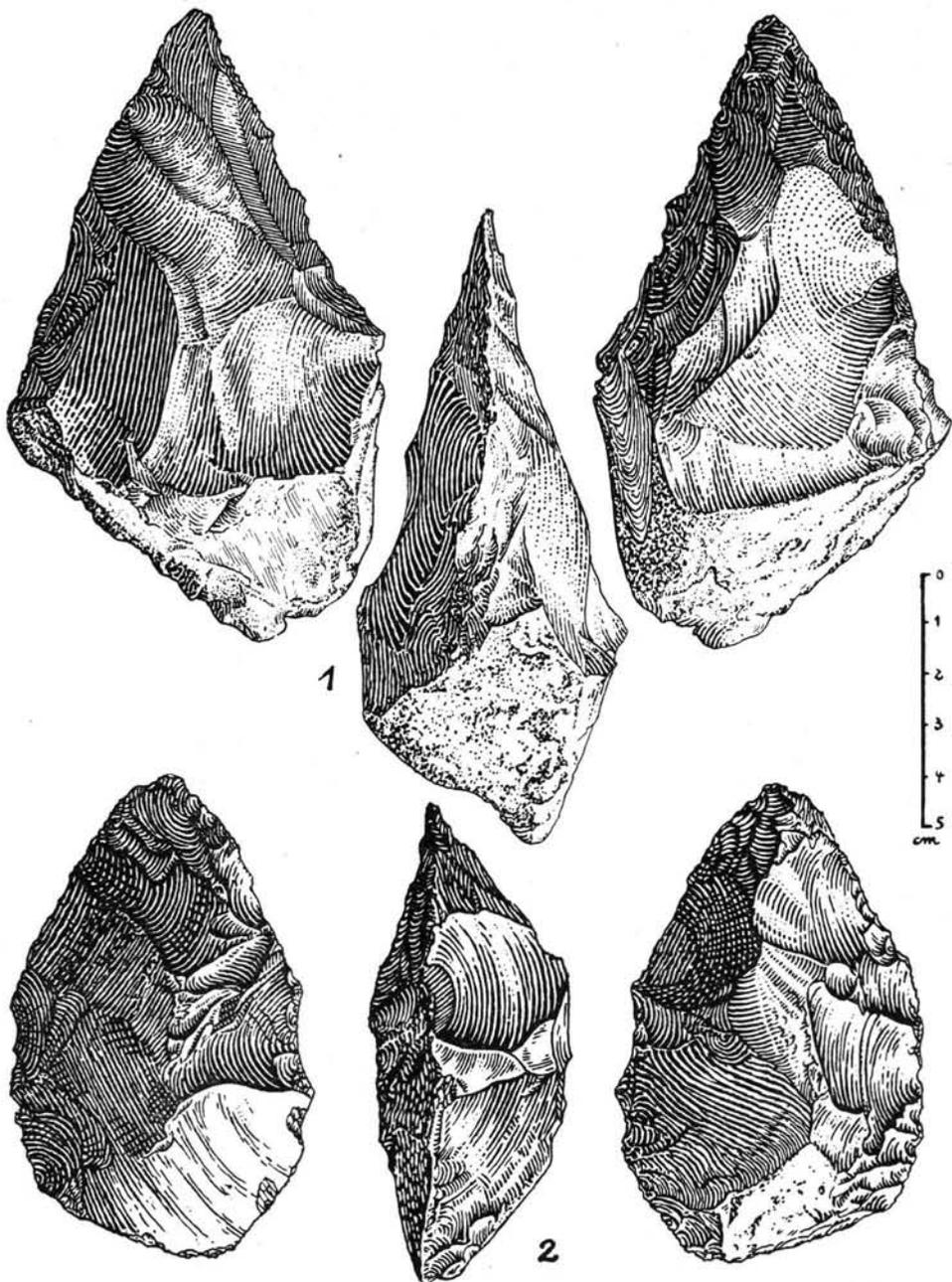


Abb. 7. Faustkeile von Salzgitter-Lebenstedt. 1: Leb. IV. 104, 2: Leb. IV. 91
[Ldsmus. Brschw.] $\frac{2}{3}$ nat. Gr.

geborgenen Faustkeile und einige dazugehörige „Doppelseiter“-Typen dar³⁾. Es handelt sich um etwa 20 Geräte (einschließlich einiger halbfertiger Stücke). Die Faustkeile (Abb. 5—7) sind mittelgroß bis klein (8 bis 12 cm lang). Einige Stücke stellen ausgesprochen kleine, dabei dicke „Fäustel“

dar. Nur wenige Stücke sind länger als 12 cm. Die meisten Faustkeile zeigen ein stumpfes, ungepflegtes Bahnende mit Abschrägung, z. T. mit ursprünglicher Gesteinsrinde am Knaus. Die Oberseite ist bei einigen Stücken stark, die Unterseite kaum gewölbt. Die Spitze ist mehrfach ausgesprochen langgezogen (Abb 5—7). Als eigenartig in seiner Größe muß ein großer dreikantiger Pickel von fast 25 cm Länge aus dunkelgrauem kalkigem Feuerstein erwähnt werden, der mit seinem dicken Griffende und dem dreiseitigen Querschnitt seiner lang ausgezogenen Spitze eine typische Micoque-Erscheinung ist (Abb. 8). Parallelen bieten besonders Funde aus der Bocksteinschmiede (R. WETZEL 1944, Abb. 2—5). Fast alle Merkmale der Faustkeile von Salzgitter-Lebenstedt sind Kennzeichen der späten Faustkeiltypen des ausgehenden Altpaläolithikums von Spätacheuléen- speziell Micoquien-Gepräge⁴⁾.

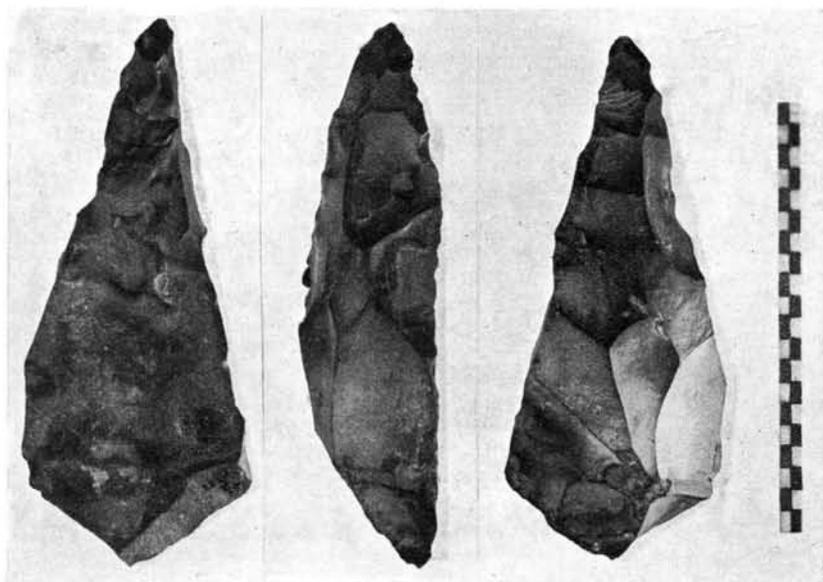


Abb. 8. Großer dreikantiger Faustkeil von Salzgitter-Lebenstedt. Leb. III. 57.
[Ldsmus. Brschw.]. Länge des Stückes 25 cm.

Im Anschluß an die Faustkeile können einige „Faustkeilschaber“ bzw. „Keilmesser“ mit dickem, stumpfen Rücken⁵⁾ genannt werden, Stücke, die z. T. aus einem dicken Abschlag doppelseitig gearbeitet sind, dazu Geräte, die man vielleicht als „blattförmige Fäustel“ bezeichnen kann. Gerade die süddeutschen und mährischen Fundplätze (z. B. Bocksteinschmiede, Klausennische u. a.) haben uns gezeigt, wie fließend die Übergänge zwischen den zweiseitig bearbeiteten Gerättypen sind. Von den Faustkeilen bis hin zu den Vorformen von „Blattspitzen“ gibt es fast lückenlose Formreihen besonders aus

³⁾ Da eine konsequente Orientierung der paläolithischen Geräte weder nach dem Arbeitsgang bei der Herstellung, noch nach der (vermutlichen) Handhabung beim Gebrauch möglich ist, sind die Faustkeile in altgewohnter, auch international zumeist angewandter Art auf den Abbildungen mit der Spitze nach oben gezeigt, andere Geräte in möglichst günstiger Darstellung und Raumausnutzung.

⁴⁾ Vgl. R. WETZEL, 1944, S. 82ff., L. F. ZOTZ, 1951, S. 64, A. BOHMERS, 1951, S. 44, R. GRAHMANN, 1952, S. 207.

⁵⁾ Vgl. K. H. JACOB-FRIESEN, 1949, S. 128.

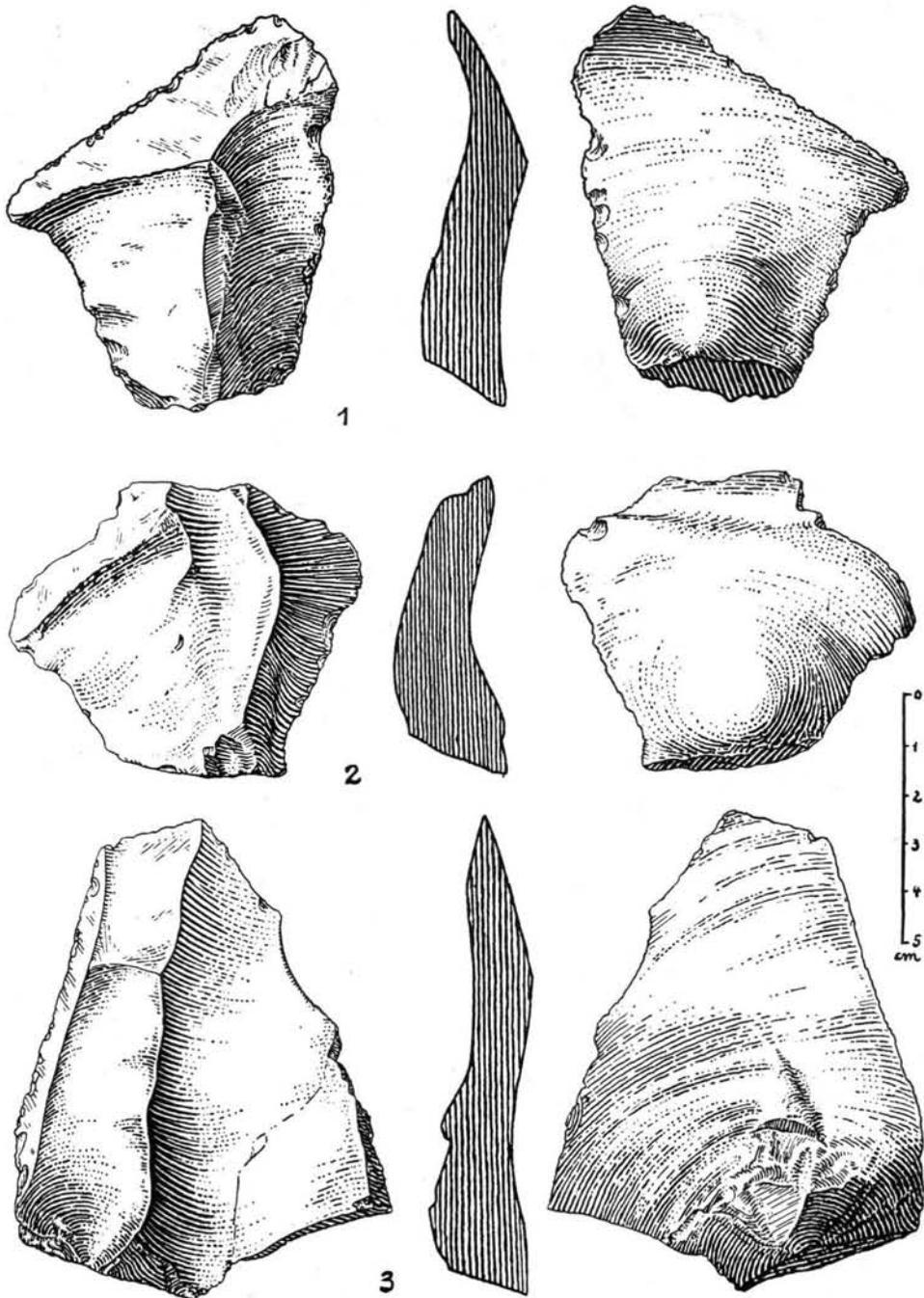


Abb. 9. Abschläge, hergestellt in der Tradition der Clacton-Technik. 1: Leb. II. 29, 2: Leb. IV. 71, 3: Leb. I. 51 [Ldsmus. Brschw.] $\frac{1}{2}$ nat. Gr. dem Kreis des Spätacheuléen, des Micoquien und des faustkeilführenden Moustérien⁶⁾.

⁶⁾ Vgl. bes. G. FREUND, 1951 an versch. Stellen, z. B. S. 280 u. S. 317.

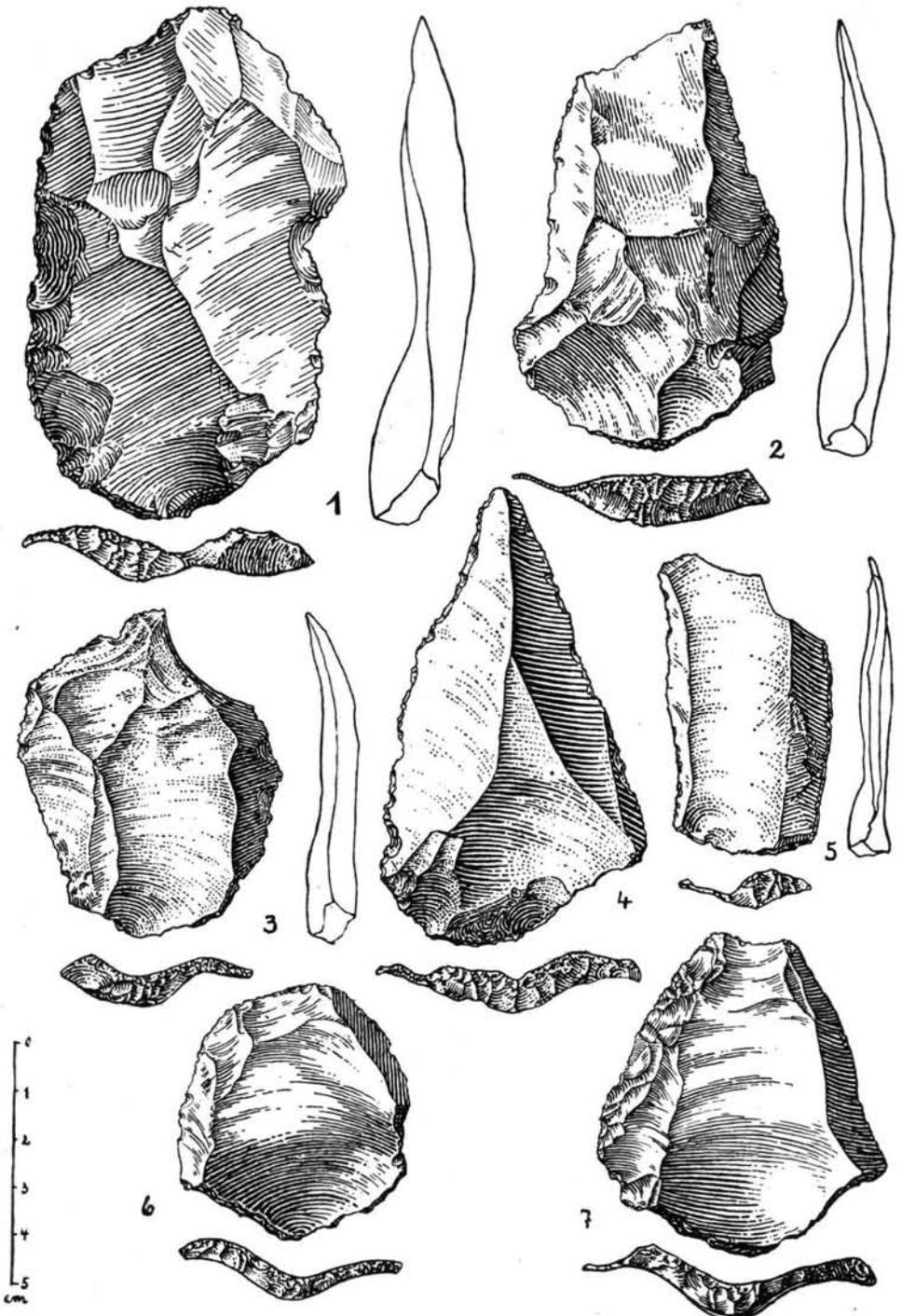


Abb. 10. Abschläge bzw. Klingen verschiedener Form, hergestellt in Levallois-Technik.
 1: Leb. S. 16, 2: Leb. IV. 225, 3: Leb. I. 48, 4: Leb. II. 117, 5: Leb. IV. 442, 6: Leb.
 N.W. 1, 7: Leb. S. 12 [Ldsmus. Brsch.] $\frac{1}{2}$ nat. Gr.

Die Abschlaggeräte lassen in vielen Stücken ihre verschiedene Herstellungstechnik deutlich erkennen. So zeigen einige Abschläge (etwa ein Dutzend) noch gewisse Merkmale der uralten *Clacton*-Technik, nämlich breite Schlagflächen und große Schlagwinkel, dazu große und stark vortretende Schlagbuckel, sodaß diese Stücke einen sehr primitiven Eindruck machen (Abb. 9). Sie

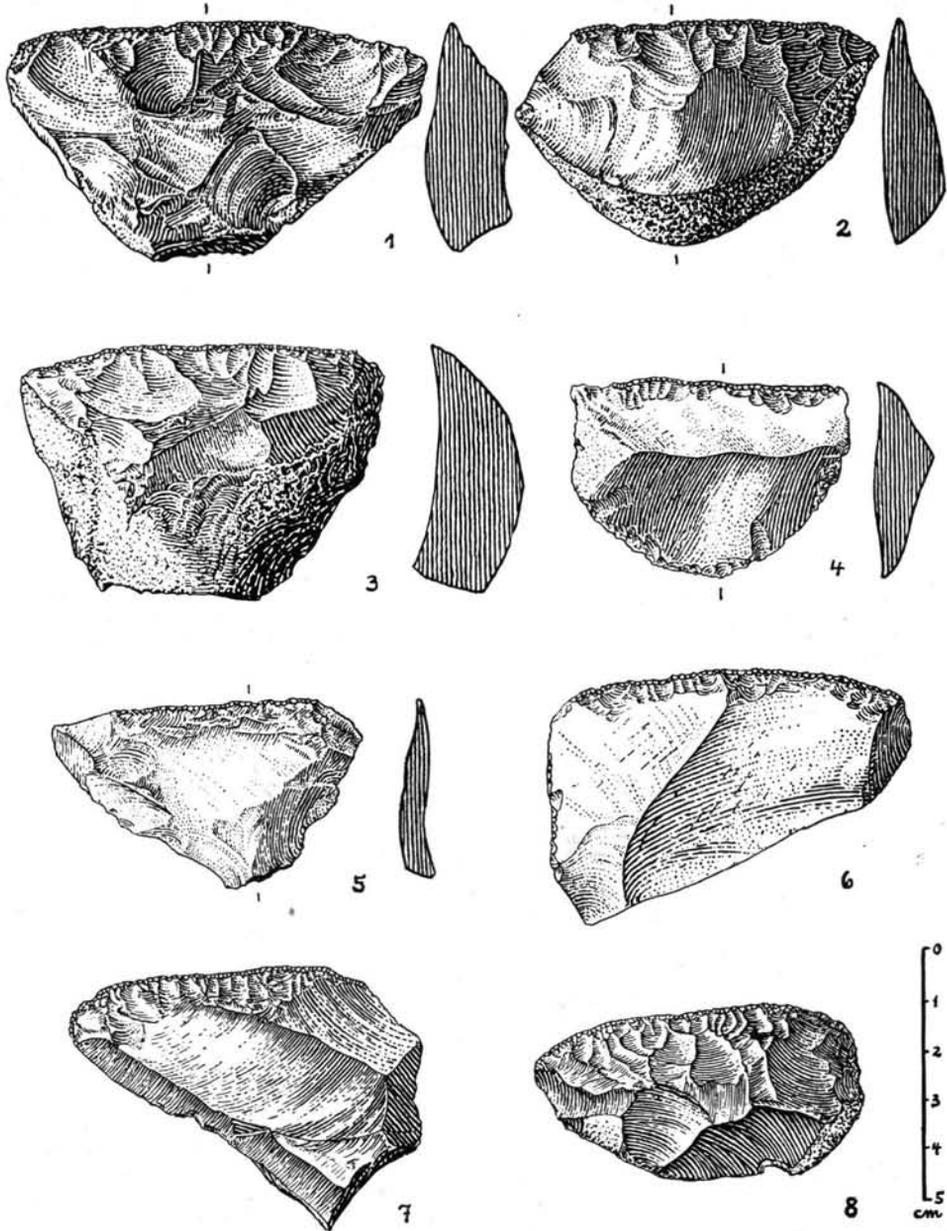


Abb. 11. Schaber mit gerader oder annähernd gerader Schaberkante. 1: Leb. I. 44, 2: Leb. IV. 360, 3: Leb. II. 109, 4: Leb. IV. 67, 5: Leb. Sfg. 35, 6: Leb. Sfg. 10, 7: Leb. IV. 385, 8: Leb. IV. 42 [Ldsmus. Brschw.] $\frac{1}{2}$ nat. Gr..

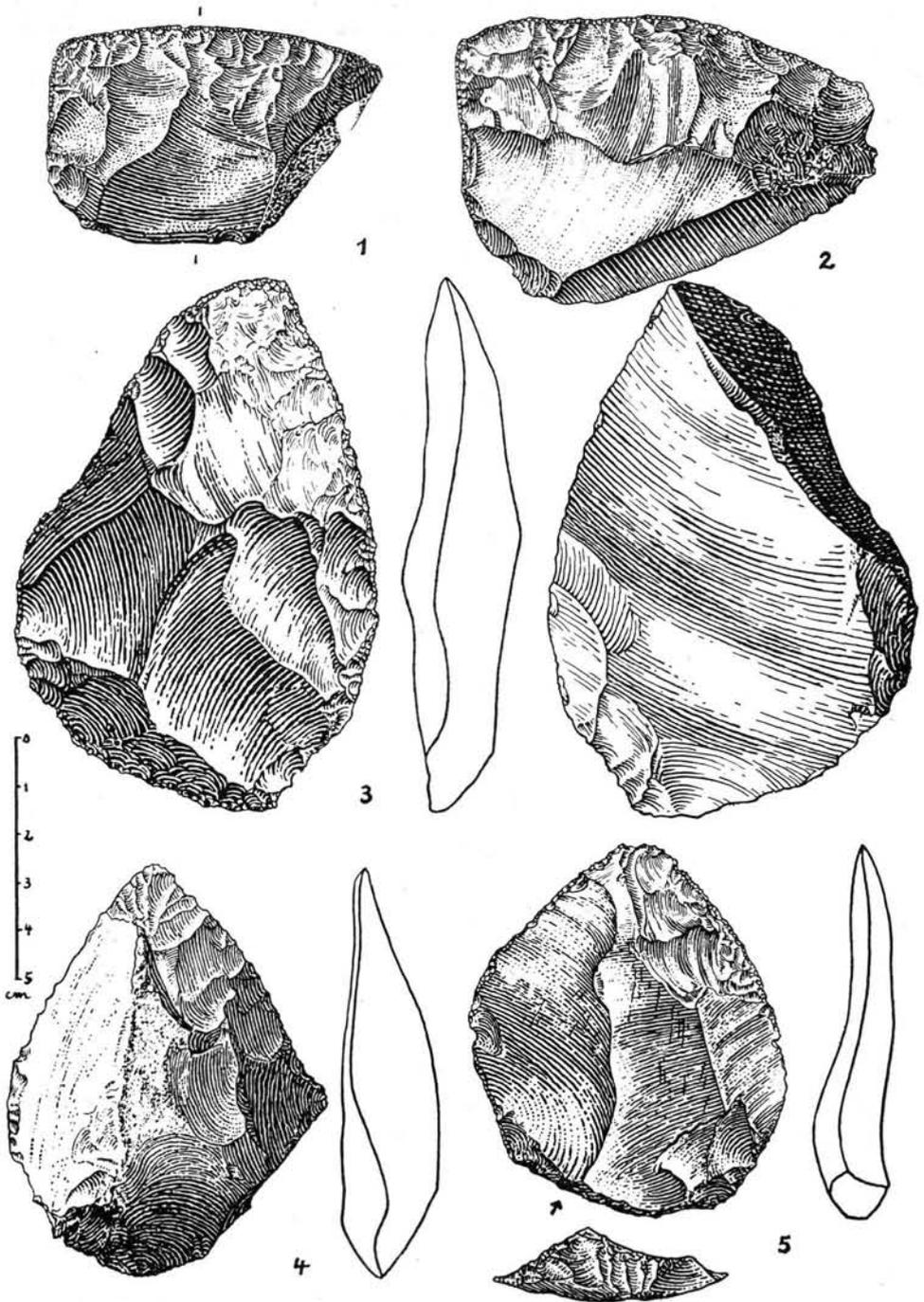


Abb. 12. Winkelschaber, Spitzschaber bzw. Spitzen. 1: Leb. IV. 400, 2: Leb. IV. 306, 3: Leb. S. 2, 4: Leb. S. 18, 5: Leb. I. 42 [Ldmsus. Brschw.] $\frac{2}{3}$ nat. Gr.

sind aber, wie eine genaue Nachprüfung der Fundlagerung ergeben hat, genau wie alle übrigen Fundtypen in ihrer Fundstreuung nicht auf irgendeine Fundschicht oder einen Teil des Fundschichtpaketes beschränkt, sondern kommen in allen Schichten in typischen Exemplaren vor.

Eine wesentlich umfangreichere Gruppe von Abschlaggeräten (mindestens 30 bis 40 Stück) zeigt typische Levallois-Technik (Abb. 10). Es treten Breitklingen verschiedenster Form, Spitzen und runde Abschlüge auf. Die für Levallois-Abschläge so charakteristische Basisretusche ist bei den meisten Stücken in klassischer Weise ausgebildet. Im übrigen kommen auch mehrere typische Levallois-Kernsteine in Form der sogenannten „Schildkerne“ vor.

Auch Schmalklingen verschiedener Größe befinden sich unter dem Fundgut von Salzgitter-Lebenstedt (etwa 20), darunter eine Klinge mit fast rundherum geführter Retusche.

Manche Abschlüge sind durch sorgfältige Kanten- und auch Stufenretusche zu Schabern (Abb. 11) zugerichtet. Die Schaber treten einmal auf als Geradschaber (etwa 20), und zwar als dickere Abschlaggeräte mit ungepflegtem Griffende oder als dünnere Klingengeräte mit einer geraden oder annähernd geraden, z. T. auch in einem Bogen abschließenden Schaberkante (Abb. 11 unten), sodann als sogenannte Winkelschaber (etwa 10) mit zwei spitz- oder rechtwinklig aneinanderstoßenden sauberen Geradretuschen (Abb. 12 oben), die in ganz ähnlicher Art u. a. auch im Fundgut der Bocksteinschmiede in Süddeutschland (R. WETZEL 1944), vor allem aber in der von A. RUST (1950) beschriebenen älteren Jabrud-Kultur in Syrien mit Jungacheul- und Micoque-Erscheinungen verzahnt auftreten (vgl. R. GRAHMANN 1952, S. 221). Ferner treten mehrfach Spitzschaber auf, bei denen eine kürzere Geradretusche in einem mehr oder weniger spitzen Winkel mit einer längeren Bogenretusche zusammenstößt (Abb. 12). Mehrere dreieckige Spitzschaber weisen Merkmale echter „Handspitzen“ auf (Abb. 12, 3) ⁷⁾.

Viele Schaber gehören dem Typus des Bogenschabers an, der in den verschiedensten Größen und Bogenkrümmungen, u. a. auch als „La Quina“-Schaber, Doppel- und Allseitenschaber, häufig mit bester Stufenretusche auftritt (Abb. 13). Ein Teil der Doppel- bzw. Allseit-Schaber gehört zu den zumeist doppelseitig bearbeiteten „Blattspitzen-Prototypen“ (Abb. 14), wie sie besonders L. F. ZOTZ (1951) und G. FREUND (1952) für die „Wurzelkulturen“ der jungpaläolithischen Blattspitzenentwicklung herausgearbeitet haben. Symmetrisch geformte, einseitig bearbeitete Spitzen mit bogenförmigem Abschluß (Abb. 14 unten) erinnern in Art und Technik an die hochrückigen Doppelspitzen, wie sie u. a. in Ehringsdorf und in Předmost vorkommen. Auch sie gehören in den Formenkreis der „Blattspitzen“-Vorformen. Von den Schabern und schaberähnlichen Geräten kann insgesamt gesagt werden, daß alle vertretenen Typen im späten Acheuléen und vor allem im Moustérien durchaus bekannte Formen darstellen.

Die im Vorhergehenden aufgeführten Hauptgerättypen sind in Salzgitter-Lebenstedt über alle Schichten des Fundplatzes gleichmäßig verstreut festgestellt worden. Sie stellen demnach trotz ihrer scheinbaren Verschiedenheit in kultureller Beziehung eine Einheit dar. Wenn auch erst eine genaue Aufnahme, Formenanalyse und Auszählung aller Stücke einen besseren Einblick in die Kultur vermitteln wird, so kann doch zur Kulturstellung und zeit-

⁷⁾ Vgl. die letzte Definition der „Handspitze“ bei A. BOHMERS 1951, S. 44

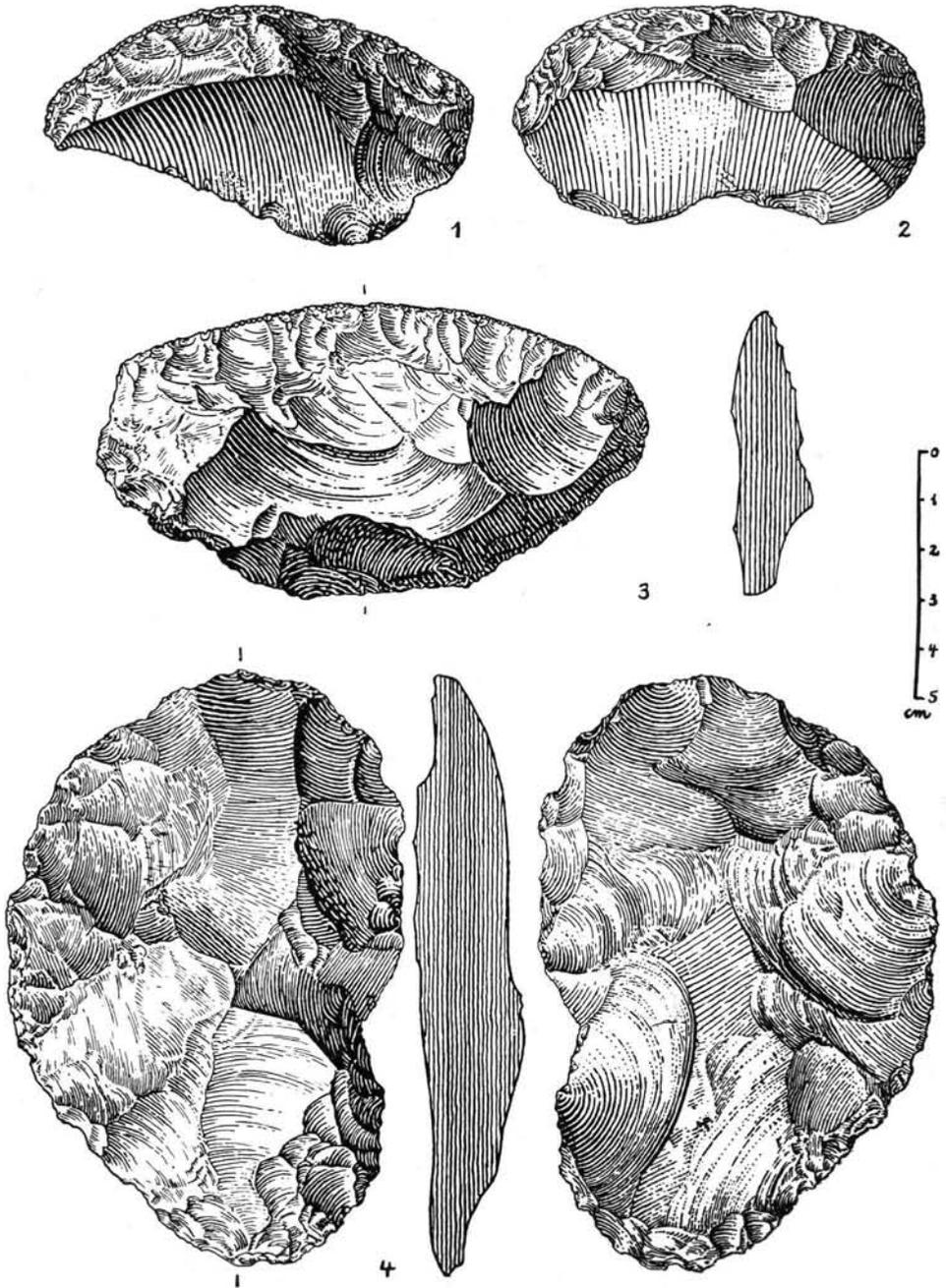


Abb. 13. Bogenschaber, z. T. mit doppelseitiger Oberflächenbearbeitung (Nr. 4). 1: Leb. S. 21, 2: Leb. IV. 95, 3: Leb. IV. 22, 4: Leb. II. 1 [Ldsmus. Brschw.] $\frac{2}{3}$ nat. Gr.

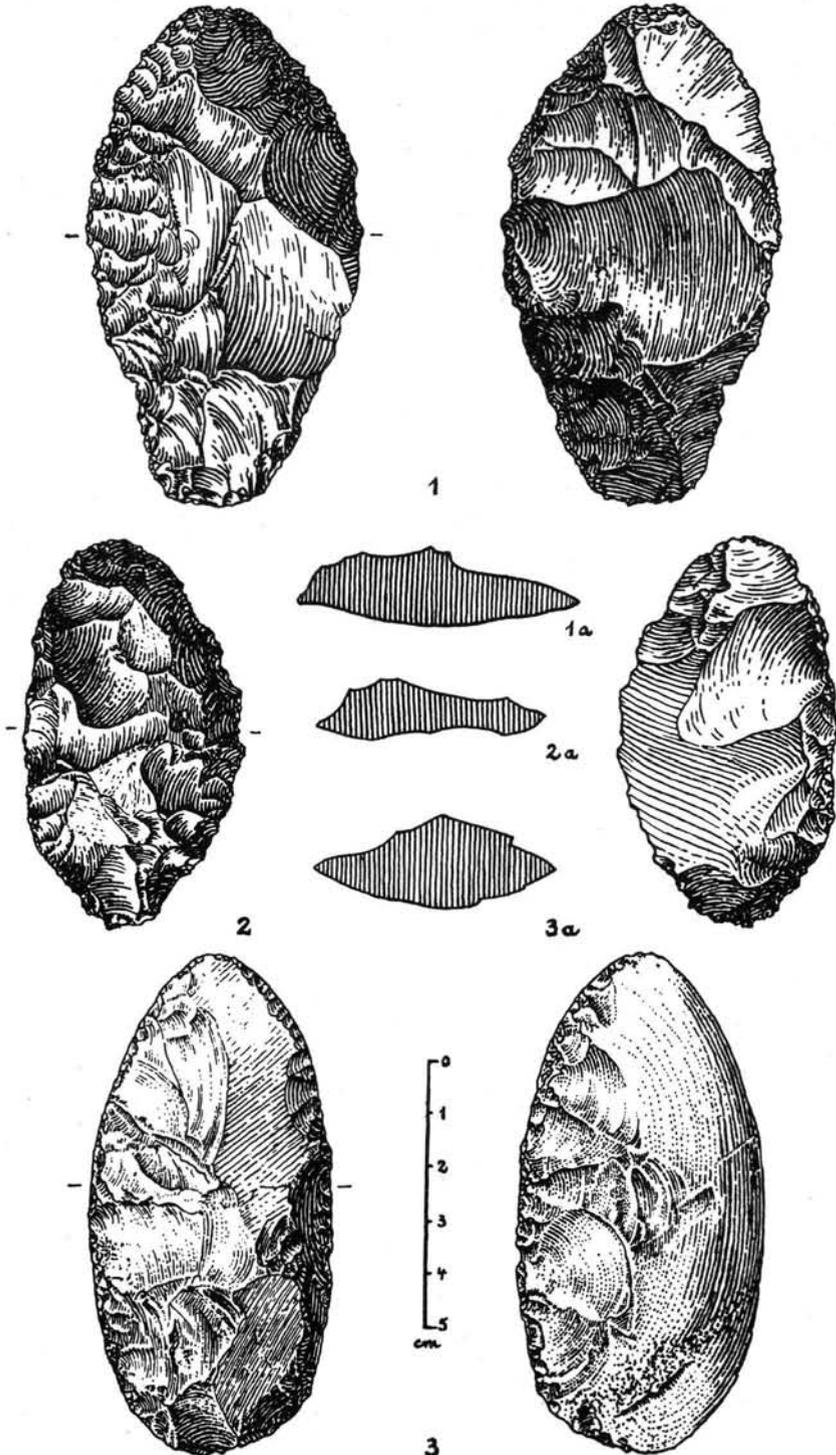


Abb. 14. Doppelseitig bearbeitete „Blattspitzen-Prototypen“ sowie Spitze mit bogenförmigem Abschluß (Nr. 3). 1: Leb. III. 56, 2: Leb. S. 17, 3: Leb. IV. 20 [Ldsmus. Brschw.] $\frac{2}{3}$ nat. Gr.

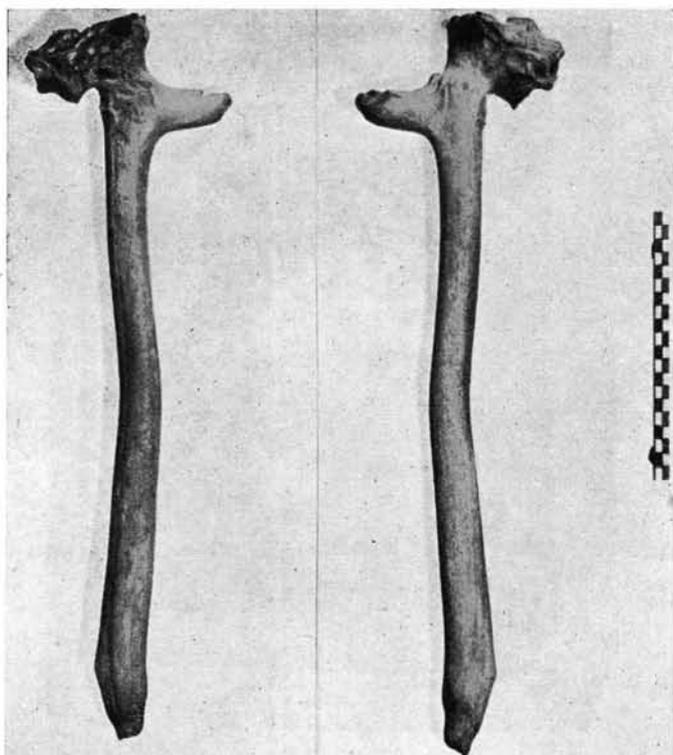


Abb. 15. Bearbeitetes Rengeweih (Beil ?) [Ldsmus. Brschw.] Länge 52 cm.

lichen Einordnung des Gesamtfundes nach dem erkannten Typenbestand schon jetzt, kurz zusammengefaßt, etwa das Folgende festgestellt werden:

1. Das Fundmaterial von Salzgitter-Lebenstedt zeigt noch klare Acheuléen-Tradition, die sich auch in den zahlreichen Micoque-Erscheinungen manifestiert.
2. Die starke Mischung von typischen Moustérien-Formen mit abklingenden Acheuléen- und Levalloisien-Erscheinungen ist für Nordwesteuropa auch sonst durchaus charakteristisch. Schon lange wird hier von dem Bestehen eines „Moustérien mit Acheuléen-Morphologie“ gesprochen⁸⁾.
3. Alle vergleichbaren Funde des Spätacheuléen, Micoquien, Moustérien usw., die geologisch datiert werden konnten, gehören in den Ausgang des letzten Interglazials bzw. den frühesten Abschnitt des Würm-Glazials.

Vergleichbare Fundplätze dieser Art sind in Nordwestdeutschland z. B. diejenigen von Herne und Ternesche in Westfalen⁹⁾, Plätze, bei denen auch die ganz gleichartige geologische Lagerung der Fundschichten (an der Basis der Niederterrasse bzw. in den Kiesschichten der Niederterrasse) auffällt¹⁰⁾. Auch

⁸⁾ Vgl. H. OBERMAIER 1927, S. 314ff.

⁹⁾ Vgl. E. KAHRs 1925, S. 93ff., L. F. ZOTZ 1938, S. 183/184, L. F. ZOTZ 1951, S. 41/42, A. BOHMERS 1951, S. 50ff.

¹⁰⁾ P. WOLDSTEDT 1950, S. 177 u. S. 350.

die Leinetalfunde ¹¹⁾ zeigen in einer Reihe von Fundtypen — durchaus nicht in allen — ausgezeichnete Parallelen zu Salzgitter-Lebenstedt. Es wird sich zu erweisen haben, ob nicht ein Teil der Funde überhaupt der Niederterrasse der Leine entstammt und sowohl die typologische Einheitlichkeit der Leinetalfunde als auch ihre geschlossene Einordnung in die Zeit der Riß-Eiszeit, die F. HAMM (1949) und K. H. JACOB-FRIESEN (1949) vertreten, berichtigt werden muß.

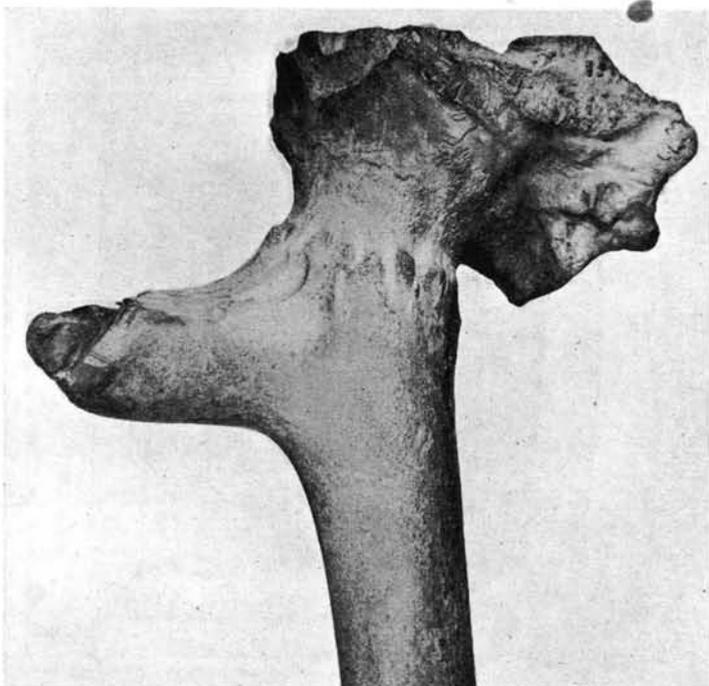


Abb. 16. Rengeweihe mit abgeschnittener Eissprosse (vgl. Abb. 15)
[Ldsmus. Brschw.]

Einen neuen Akzent bringen nun in die Kultur von Salzgitter-Lebenstedt die bei unserer Grabung zutage getretenen Knochengeräte hinein, die zum Schluß noch kurz besprochen werden sollen. Sie werden an anderer Stelle eine besondere Darstellung erfahren. Unter den zahlreichen Rengeweihestangen, die unsere Ausgrabung erbracht hat, befindet sich einstweilen nur ein einziges Stück mit umfangreicheren, deutlichen Schnittspuren (Abb. 15). Es handelt sich um eine schädelechte Stange, die 52 cm von der Rose nach kerbenförmig ringsum ausgeführten Schnitten abgebrochen ist. Auch die Augensprosse wurde — 6 cm von der Hauptstange —, wenn auch ziemlich ungeschickt, mit Schnitten abgetrennt (Abb. 16). Die abgebrochenen Enden scheinen noch etwas nachgearbeitet zu sein. Außerdem befinden sich noch Schnittspuren an der Geweihe.

Da Schnittspuren an Geweihestangen unseres Fundplatzes sonst so gut wie gar nicht auftreten, kann es sich bei diesem Stück kaum um Spielerei handeln. Dieser recht beschwerlichen Schneidarbeit an einem frischen Geweih muß vielmehr ein Sinn beigemessen werden: Das Stück muß m. E. als Gerät der da-

¹¹⁾ K. H. JACOB-FRIESEN 1949.

maligen Menschen betrachtet werden, und zwar kann es, wenn es überhaupt angefaßt worden ist, nur wie ein Beil geschwungen worden sein. Auch wenn man diese Handhabung für eine so frühe Zeit zunächst bezweifeln möchte, weil wir die Entstehung des Beiles als menschliches Gerät nach den bisherigen Funden erst in das Spätpaläolithikum zu setzen gewohnt sind, so müssen wir diesen Fund aus der beginnenden letzten Eiszeit doch wohl zur Kenntnis nehmen. Selbst wenn man annehmen will, daß das Abschneiden der Stange und der Augensprosse — übrigens beide in sehr günstiger Länge und ähnlich wie bei den bisher bekannten späteren Geweihbeilen — ohne bestimmte Überlegung geschehen sei, müßte gefragt werden, ob man glauben soll, daß das Stück nicht wenigstens nachträglich als Schlagwaffe erkannt sei. Wir müssen also mit der Möglichkeit rechnen, daß hier ein Schlaggerät des ausklingenden Altpaläolithikums gefunden ist.

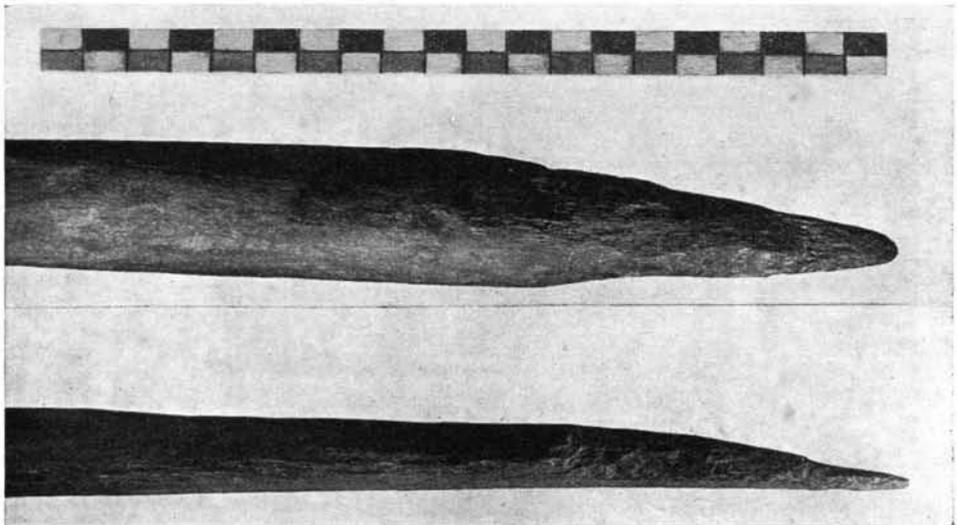


Abb. 17. Knochenspitze (Dolch ?) aus einer Dickhäuter-Rippe, wahrscheinlich vom Mammut [Ldsmus. Brschw.]

Eine weitere Überraschung stellt nun die Auffindung von angespitzten Rippenknochen dar. Es handelt sich um etwa 10 Knochenstücke mit verschiedenartig ausgeführter Anspitzung. Sämtliche Stücke sind Dickhäuter-Rippen, wahrscheinlich Mammutrippen, die z. T. eine Länge von etwa 60 bis 70 cm haben. Die kürzeren Stücke dürften abgebrochene Enden ursprünglich ähnlich langer Geräte darstellen. Die Anspitzung betrifft ein Ende von etwa 10 cm, in einigen Fällen ein etwas kürzeres Ende der Rippe. Es kommt eine sehr sorgfältig ausgeführte allseitige Anspitzung vor (vgl. bes. Abb. 17), mehrfach eine meißelförmige und schließlich eine sehr einfache schräge Anspitzung. In jedem Falle ist das künstlich ausgeführte Anspitzen, teilweise mit den einzelnen Schnitten, deutlich erkennbar (Abb. 18).

Gerade die sorgfältige allseitige Anspitzung macht es sehr unwahrscheinlich, daß es sich bei diesen leicht gekrümmten Rippen um „Grabstöcke“ gehandelt hat, mit denen man damals in der Tundra gegraben haben soll. Die Tundra hat keine Knollen- und Wurzelgewächse zu bieten, und etwaige Wildgruben dürfte man nicht gerade mit längeren, gekrümmten, spitzen Rippen, sondern mit flachen Steinscheiben oder breiteren Geweihstücken ausgetieft haben. Diese ange-

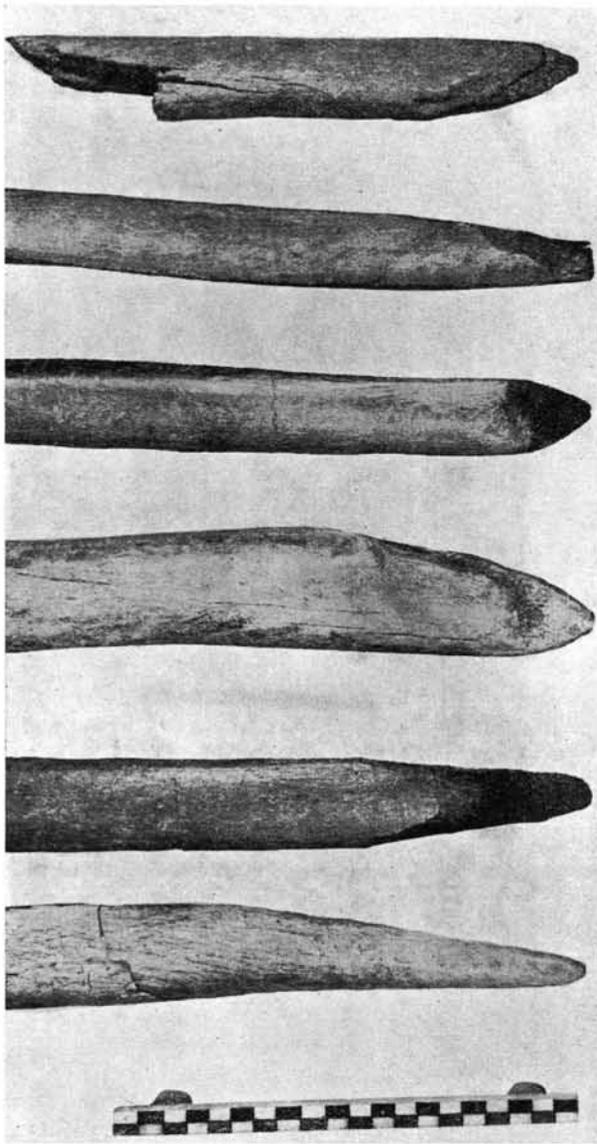


Abb. 18. Angespitzte Dickhäuter-Rippen (Knochendolche ?), zumeist wohl vom Mammut [Ldsmus. Brschw.]

spitzen Rippenknochen müssen m. E. vielmehr als Knochendolche angesprochen werden, die als äußerst wirksame Waffe im Nahkampf und als ausgezeichnete Jagdwaffe etwa zum Erlegen von Rentieren verwendet sein müssen. Noch heute werden nach freundlicher Mitteilung des Lapplandforschers G. HAGEMANN¹²⁾ grundsätzlich Rentiere nicht geschossen, sondern durch einen Stich in den Brustkorb getötet. Da es auf die Schärfe der Spitze ankam, mögen öfter

¹²⁾ Gustav HAGEMANN, Lappen zeichnen ihr Leben. L. Schwann, Düsseldorf.

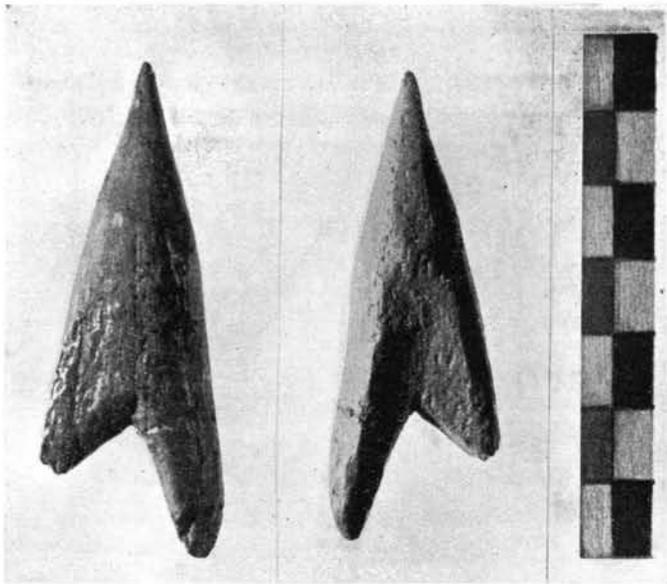


Abb. 19. Kleine Knochenspitze mit Flügeln [Ldsmus. Brschw.] nat. Gr.

derartige Rippendolche angefertigt sein, sodaß aus dem Platz der Grabung zehn einwandfreie Rippenspitzen gefunden werden konnten.

Aus der Fundstelle, allerdings aus nicht gesicherter Lagerung, stammt schließlich eine kleine 6,5 cm lange Knochenspitze mit Flügeln (Abb. 19), die nach Feststellung von Dr. KLEINSCHMIDT ebenfalls aus Rippenknochen (vom Mammut ?) gefertigt worden ist. Diese sorgfältig geschnittene Spitze, die auf einer Seite eingedellt ist und außerordentlich spitz zuläuft, könnte, mit Tiersehnen befestigt, vorn auf einer Holzlanze oder einem Holzspeer gesessen haben. Sie ist wohl die älteste Widerhakenspitze des Paläolithikums. Der Verfasser wäre für die Angabe von Parallelen für diese Knochenspitze und auch für die „Rippendolche“ sehr dankbar. Im übrigen können unter dem reichlichen Knochenmaterial der Fundstelle durchaus noch weitere Knochenbearbeitungen entdeckt werden.

Was den Menschen betrifft, den wir mangels direkter Funde als Träger dieser Kultur erschließen müssen, so ist die Frage zu stellen, ob wirklich nur der Neandertaler infrage kommt, der nach der bisherigen Anschauung Träger der Moustérien-Kulturen gewesen ist, oder ob man nicht auf Grund der fortschrittlichen Erscheinungen, insbesondere auch in der Knochenbearbeitung, annehmen könnte, daß wir hier „Prä-sapiens“-Formen (nach HEBERER 1951) bzw. „Proto-homo-sapiens“-Formen (nach G. ASMUS 1951) als Träger der Kultur von Salzgitter-Lebenstedt vor uns haben. Das wird einstweilen noch nicht entschieden werden können.

Angeführtes Schrifttum:

- ASMUS, G.: Zur Stellung des Neandertalers in der Menschheitsgeschichte. - Eiszeitalter und Gegenwart 1, 1951.
- BOHMERS, A.: Die Mauerner Höhlen und ihre Bedeutung für die Einteilung der Altsteinzeit. - Bericht über die Kieler Tagung 1939. Neumünster 1944. — Die Höhlen von Mauern, Teil I. Kulturgeschichte der altsteinzeitlichen Besiedlung. - Palaeohistoria, herausgeg. von A. E. van Giffen, 1, 1951.

- FREUND, G.: Die Blattspitzen des Paläolithikums in Europa. Bonn 1952.
- GRAHMANN, R.: Urgeschichte der Menschheit. Stuttgart 1952.
- HAMM, F.: Über die eiszeitlichen Ablagerungen im Leinetal.... in: K. H. JACOB-FRIESEN 1949.
- HEBERER, G.: Das Präsapiens-Problem. 1951.
- JACOB-FRIESEN, K. H.: Die Altsteinzeitfunde aus dem Leinetal bei Hannover. Hildesheim 1949.
- KAHRS, E.: Paläolithische Funde aus dem Diluvium des Emschertales. - Prähist. Zeitschr. 16, 1925.
- OBERMAIER, H.: Moustérien, in: M. EBERT, Reallexikon der Vorgeschichte Bd. 8. 1927.
- WETZEL, R.: Die Faustkeilfunde der Grabung Bocksteinschmiede. - Bericht über die Kieler Tagung 1939. Neumünster 1944.
- WOLDSTEDT, P.: Norddeutschland u. angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. Stuttgart 1950.
- ZOTZ, L. F.: Zum gegenwärtigen Stand der Altsteinzeitforschung in Deutschland. - Quartär 1. 1938. — Altsteinzeitkunde Mitteleuropas. Stuttgart 1951.

Manusk. eingeg. 31. 3. 1953.

Anshr. d. Verf.: Dr. A. Tode, Braunschweig, Landesmuseum für Geschichte und Volkstum, Mönchstraße 1.

Anhang: Geomikrobiologische Untersuchungen II. Bakteriologische Untersuchungen an Sedimenten aus der paläolithischen Grabung in Salzgitter-Lebenstedt

(Adelheid Müller und W. Schwartz)

Nachdem das Landesmuseum Braunschweig etwa ein Vierteljahr mit der Freilegung der palaeolithischen Fundstelle in den glazialen Ablagerungen von Lebenstedt beschäftigt gewesen war, hatten wir durch das freundliche Entgegenkommen von Herrn Dr. Tode Gelegenheit, die durch einen glücklichen Zufall freigelegten Schichten in die in unserem Laboratorium laufenden geomikrobiologischen Untersuchungen einzubeziehen. Es handelte sich darum, festzustellen, ob und gegebenenfalls in welcher Menge die glazialen Sedimente, die ursprünglich etwa 6 m unter der heutigen Bodenoberfläche gelegen waren, lebende Mikroorganismen führten und ob sich in Beziehung zu den eingeschlossenen palaeolithischen Resten irgendwelche Besonderheiten in den mikrobiologischen Verhältnissen nachweisen ließen.

Wir besuchten die Fundstelle am 19. 6. 52 zu einem Zeitpunkt, da die Arbeit des Landesmuseums dort nahezu abgeschlossen war. In der großen neben dem Pumpenhaus und der im Bau befindlichen Kläranlage gelegenen Ausschachtung wurde nur noch in der NW-Ecke gearbeitet in einer kleinen Grube von etwa 5,30 m Tiefe und einer Länge und Breite von je etwa 5—6 m. In dieser Grube fanden sich palaeolithische Reste nur in ihrem südöstlichen Teil in sandig-kiesigen Ablagerungen, die sorgfältig in jeweils etwa 10 cm dicken Schichten abgetragen wurden, wobei die Bergung der eingeschlossenen Knochen und sonstigen Reste durch die Mitarbeiter des Landesmuseums erfolgte. Im Hinblick auf den kurz bevorstehenden Abschluß der Grabung wurden täglich bis zu 5 Schichten abgetragen, ein Umstand der für unsere Untersuchungen als günstig zu bezeichnen war, da durch den schnellen Vortrieb die Gefahr einer Infektion, d. h. einer Einwanderung von Mikroorganismen in die Ablagerungen von oben her weitgehend herabgesetzt war. Die Sohle, die wir bei der Entnahme unserer Proben vorfanden, konnte wohl als unbeeinflusst von den Grabungsarbeiten angesehen werden.

Zur Entnahme von Proben standen uns einerseits die sandig-kiesigen, nährstoffarmen, glazialen Ablagerungen in der NW-Ecke der erwähnten Grube zur Verfügung, die frei von sichtbaren organischen Resten waren, andererseits im SO-Teil die Abschnitte mit eingeschlossenen palaeolithischen Resten. Hier wechselten bräunlich verfärbte humose Partien, wohl letzte Anzeichen völlig zersetzter organischer Substanzen (Fleisch, Jagdabfälle, Pflanzenreste) mit unveränderten Partien ab. Auch um die gut erhaltenen Knochen hatte sich das Sediment in einer mehr oder weniger breiten Zone bräunlich-humos verändert. Unsere Aufgabe bestand nun darin zu untersuchen, ob sich die angedeuteten lokalen Unterschiede in der chemischen Beschaffenheit des Sedimentes irgendwie auf Art und Menge der etwa vorhandenen Mikroorganismen ausgewirkt hatten. Zu diesem Zweck entnahmen wir am Spätnachmittag des 19. 6. 52 verschiedene Proben: drei Proben aus der humosen Zone in der Nachbarschaft eines Knochens, wobei getrennte Proben aus der Region über, neben und unter dem Knochen eingesammelt wurden und zwei Proben aus dem reinen sandig-kiesigen

Sediment, Die Entnahmestellen waren etwa 4 m voneinander entfernt. Es wurde ferner ein Knochenrest, das Stück einer Rippe, geborgen. Die Probenahme erfolgte unter aseptischen Bedingungen: Von der gerade freigelegten frischen Oberfläche trugen wir mit sterilen Instrumenten (Spateln) an den vorgesehenen Stellen nach Abdecken der Umgebung mit sterilen Tüchern nochmals mehrere cm ab, wobei die Rippe sichtbar wurde, und füllten erst dann mit frischen Instrumenten die sterilen Probegefäße. Die Rippe wurde mit sterilen Pinzetten herausgehoben und in mehrere Lagen von sterilen Tüchern und Papier verpackt. Die bakteriologische Untersuchung erfolgte in unserem Laboratorium am Tag nach Entnahme der Proben.

Keimgehaltsbestimmungen wurden nach dem Koch'schen Plattenverfahren durchgeführt mit Aussaatmengen zwischen 1 und 0,01 g Sediment nach sorgfältigem Ausschütteln abgewogener Mengen in sterilem Wasser. Die Bestimmung wurde in zwei parallelen Reihen durchgeführt, einmal mit Fleischbouillonagar und Würzeagar von normaler, in bakteriologischen Laboratorien üblicher Konzentration, ferner mit den gleichen mit Leitungswasseragar im Verhältnis 1 : 2 verdünnten Medien. Die Kulturen standen 1 Woche bei 30° C im Brutschrank und wurden dann ausgezählt und nochmals einige Tage beobachtet. Es zeigte sich, daß Pilze überhaupt nicht zur Entwicklung kamen; die Bakterienzahlen waren in allen Fällen auf dem mit zwei Teilen Wasseragar verdünnten Fleischmedium höher als auf FBAg normaler Konzentration, eine Tatsache, die wir bereits früher bei ähnlichen Untersuchungen beobachtet hatten. Die Keimzahlen sind in Tab. 1 zusammengestellt, wobei wir die höheren Zahlen des verdünnten Fleischnährbodens zugrunde gelegt haben. Vergleicht man die Zahlen miteinander, so fällt auf, daß die Proben der ersten Gruppe (1a—c) be-

Tab. 1. Ergebnis der Keimgehalts-Bestimmungen

Beschaffenheit der Proben	Keimzahlen (aerobe Bakterien je g der feuchten Probe)
1. Bräunlich verfärbtes sandig-kiesiges Sediment mit humosen Resten	
a) über	$7,1 \times 10^4$
b) unter	eingeschlossenen Knochenresten
c) neben	
	$7,0 \times 10^4$
2. Sandig-kiesiges Sediment ohne organische Reste	
a) erste Probe	$8,1 \times 10^2$
b) zweite Probe	$8,5 \times 10^2$
3. Reste aus dem Inneren einer Rippe	$1,1 \times 10^3$

trächtlich höhere Keimzahlen aufweisen als die Vergleichsproben (2a, b); es stehen sich Werte mit einer Differenz von fast 2 Zehnerpotenzen in den beiden Gruppen gegenüber. Die Keimzahl aus dem Mark der Rippe lag nahe bei Gruppe (2); Reste aus dem Inneren angeschlagener Röhrenknochen, die hier nicht erwähnt sind, verhielten sich ebenso. Das gleiche Verhalten zeigten schließlich auch die Anaerobier, bei denen bei Kultur in hoher Schicht im verdünnten FBAg-Medium die Keimzahlen bei (1) um ein Vielfaches höher waren als bei (2).

Der Nachweis spezifischer Keime erstreckte sich auf desulfurizierende Bakterien der Gattung *Desulfovibrio*, deren Vertreter uns wiederholt bei geomikrobiologischen Untersuchungen begegnet sind¹⁾. Desulfurizierer entwickeln sich unter anaeroben Bedingungen in Substraten, die Sulfate enthalten, da ihr Stoffwechsel auf die Verwertung des Sauerstoffs der Sulfate einge-

¹⁾ *Desulfovibrio desulfuricans* BEIJERINCK in Erdböden, Schlamm, Süßwasser, *D. aestuarii* VAN DELDEN in Meerwasser, marinem Schlamm, Ölwasser; *Vibrio thymodesulfuricans* ELION = *Sporovibrio desulfuricans* STARKEY in Sedimenten, Erdölprodukten.

stellt ist. Sämtliche Proben wurden den von STARKEY (1938) für diese Bakterien angegebenen Kulturbedingungen unterworfen: Kultur in Glasstopfenflaschen, die bis zum Stopfen mit einer Nährlösung folgender Zusammensetzung gefüllt waren: K_2HPO_4 0,5 g, NH_4Cl 1,0 g, Na_2SO_4 1,0 g, $MgSO_4 \cdot 7aq$ 2,0 g, $Ca Cl_2 \cdot 2aq$ 0,1 g, Natriumlaktat 3,5 g, Mohrsches Salz 0,01 g, Leitungswasser 1 000 ccm; Kulturtemperatur 30 und 55° C.

Es traten zwar bei 30° C in allen Fällen bakteriell bedingte Trübungen und Hautbildungen auf, da die Nährlösung nach STARKEY auch für andere anspruchslose Bakterien Entwicklungsmöglichkeiten bietet, — Desulfurikation mit Schwefelwasserstoff-Bildung und Fällung von schwarzem Eisensulfid zeigte sich jedoch nur bei den Proben 1b und 1c aus der humosen Zone unter und neben dem Knochenrest. Die mikroskopische Kontrolle ergab in beiden Fällen das für *Desulfovibrio* typische Bild eines pleomorphen Gemisches von Spirillen, Vibrionen und wenig gekrümmten Stäbchen. Sporen waren nicht vorhanden. Der Stamm ließ sich in Subkulturen weiterzüchten. Thermophile Bakterien, insbesondere thermophile Desulfurizierer, kamen im Starkey-Medium nicht zur Entwicklung. Die bei 55° C angesetzten Kulturen blieben während einer Beobachtungsdauer von 10 Wochen steril.

Der Umstand, daß in einem engen Bereich von nur 4 m seitlichem Abstand so auffällige Unterschiede im Vorhandensein einer charakteristischen Gattung vorhanden waren, veranlaßte uns, nach den Ursachen zu suchen und zu prüfen, ob sich etwa neben dem sichtbaren Unterschiede in der humosen bzw. rein sandig-kiesigen Beschaffenheit auch Unterschiede in der Wasserstoffionen-Konzentration, im Redoxpotential oder im Sulfatgehalt nachweisen ließen. Die Ergebnisse der hierzu ausgeführten Untersuchungen sind zusammen mit dem bakteriologischen Resultat in Tab. 2 darstellt. Die p_H -Werte wurden mit dem Jonometer der Firma Lautenschläger an wässrigen Auszügen (10 g Probema-

Tab. 2. Auftreten der desulfurizierenden Bakterien

Probe	Desulfurikation bei		p_H	r_H	Sulfatgehalt
	30° C	55° C			
1a	—	—	7,56	18	Spur
1b	+	—	6,16	17	1,24%
1c	+	—	6,00	17,5	1,25%
2a	—	—	7,45	20	—
2b	—	—	7,50	20	—
3	—	—	7,24	20	Spur

terial/100 ccm dest. Wasser) gemessen und die r_H -Werte mit Hilfe der Indikatoren-Reihe der Chemischen Fabrik Merck kolorimetrisch bestimmt. Die Sulfat-Werte wurden nach dem Trocknen der Proben bei 105° C titrimetrisch ermittelt.

Der Vergleich zeigt, daß tatsächlich die beiden positiven Proben mit desulfurizierenden Bakterien in allen Daten von den übrigen Proben abweichen: Nur bei ihnen liegen die p_H -Werte im schwach sauren Bereich gegenüber alkalischem p_H bei den übrigen Proben; nur sie enthalten quantitativ nachweisbare Sulfatmengen, und ihr Redox-Potential zeigt die niedrigsten Werte.

Diskussion der Ergebnisse. Die Ansicht, daß die überaus hohen Keimzahlen, die man in Böden nahe der Erdoberfläche antrifft, mit zunehmender Tiefe sehr schnell abnehmen und schließlich verschwinden und daß unverwitterte Gesteine keimfrei sind, läßt sich für Sedimentgesteine nicht mehr aufrecht erhalten, nachdem in den letzten 20 Jahren immer wieder mit einwandfreier Methodik vor allem lebende Bakterien noch bis zu erheblichen Tiefen nachgewiesen werden konnten. Allerdings ändern sich in tieferen Schichten

Individuenzahl und Artenbestand grundlegend, und es bleiben schließlich von dem kaum zu überblickenden Artengemisch aus Bakterien, Actinomyceten, Pilzen und anderen Mikroorganismen nur noch wenige Arten von Bakterien übrig. Sie finden sich in Sedimentgesteinen in geringer Zahl und offenbar in unregelmäßiger Verteilung. Wir dürfen sie wohl als die autochthonen Bewohner dieser Standorte bezeichnen. Das allmähliche Zurückbleiben allochthoner Elemente in horizontaler und vertikaler Richtung haben wir vor kurzem an postglazialen Sedimenten in Wallensen am Hils verfolgt (A. MÜLLER & W. SCHWARTZ 1952).

Beim Nachweis einer autochthonen Besiedelung erhebt sich bei geomikrobiologischen Untersuchungen immer wieder die Frage nach der Herkunft dieser Keime, und immer wieder stehen sich mindestens zwei Alternativen gegenüber: Die Möglichkeit einer Ableitung von der Bakterienflora, die zur Zeit der Ablagerung des Sedimentes bestanden hat, — das würde also heute das Vorhandensein echter Relikte bedeuten, — und die Möglichkeit einer späteren, jedoch vor der Zeit der Probenahme liegenden und von dieser unabhängigen Einwanderung in das Sediment, ohne daß es bisher in irgendeinem Fall möglich gewesen wäre, eine der beiden Möglichkeiten mit Sicherheit auszuschließen.

Auch für unsere Untersuchungen in Lebenstedt lautet die Frage, ob die heute angetroffenen Keime, besonders die Desulfurizierer, in ununterbrochener Folge auf das Palaeolithikum zurückgehen und ihre Vorfahren damals in den oberflächennahen Bodenschichten und den Abfallhaufen palaeolithischer Jäger und Nomaden lebten. Da die Schichten in dem fraglichen Bereich unter dem Grundwasserspiegel lagen, käme als zweite Möglichkeit eine Ansiedelung aus dem Grundwasserstrom in Frage, die wiederholt erfolgt und wesentlich jüngeren Datums sein könnte. Eine örtliche Sonderung je nach den angebotenen Lebensbedingungen, wie wir sie bei den Desulfurizierern beobachtet haben, wäre auch in diesem Fall ohne weiteres möglich. Tatsächlich können reine Grundwässer, in denen sich je ccm nur vereinzelte, auf den gewöhnlichen Nährböden wachsende Keime nachweisen lassen, eine verhältnismäßig hohe Zahl äußerst anspruchsloser Bakterien, offenbar autochthone Formen, mitführen²⁾, die auf nährstoffreichen Nährböden entweder garnicht oder wesentlich schlechter als auf armen Substraten wachsen. Die für eine Bodenbedeckung von etwa 6 m auffällig hohen Keimzahlen in den sandig-kiesigen Ablagerungen der Proben (2) scheinen uns eher für die Herkunft der Keime aus dem Grundwasser zu sprechen.

Zusammenfassung. Die Untersuchungen haben gezeigt, daß innerhalb der sandig-kiesigen glazialen Sedimente von Lebenstedt die Gehalte an aerob und anaerob kultivierbaren Bakterien Unterschiede aufweisen; sie sind höher, wenn die Proben von Stellen stammen, die palaeolithische Reste enthalten. Desulfurizierende Bakterien waren nur an diesen Stellen nachweisbar. Noch heute können also an vorgeschichtlichen Fundstellen feine Unterschiede in der chemischen Beschaffenheit in Bezug auf die Anwesenheit organischer oder anorganischer Bestandteile vorhanden sein, die sich in den bakteriologischen Verhältnissen zu erkennen geben, gleichviel, ob es sich dabei um Bakterien handelt, die aus der vorgeschichtlichen Periode selbst, hier aus dem Palaeolithikum, stammen oder um Arten, die sich, z. B. aus dem Grundwasser stammend, an derartigen Stellen bevorzugt angesiedelt haben. Erweiterung und Ausdehnung derartiger Untersuchungen auf andere Fundstellen wäre wünschenswert, um festzustellen, ob allgemein gültige Gesetzmäßigkeiten zugrunde liegen.

²⁾ Nach noch unveröffentlichten Untersuchungen von N. WOLTERS im Laboratorium Börssum der Reichswerke Salzgitter.

Literatur

- MÜLLER, Adelheid & W. SCHWARTZ: Geomikrobiologische Untersuchungen I. Die mikrobiologischen Verhältnisse in der spät- und postglazialen Sedimentfolge von Wallensen. - Geol. Jahrb. 67, S. 195-208. Hannover 1952.
- STARKEY, R. L.: A study of spore formation and other morphological characteristics of *Vibrio desulfuricans*. - Arch. f. Mikrobiol. 9, S. 268-304. 1938.

Ms. eingeg.: 3. 11. 1952.

Anschr. der Verf.: Dr. Adelheid Müller und Prof. Dr. W. Schwartz, Institut für Mikrobiologie, (20a) Mahlum über Derneburg

B. Buchbesprechungen

MAX PFANNENSTIEL: **Das Quartär der Levante**, Teil I. Die Küste Palästina-Syriens. — Akad. Wissensch. u. Lit. Mainz, Abh. math. nat. Kl. 1952, Nr. 7. 103 S., 2 Abb., 8 Taf. Mainz 1952.

Der Verfasser, der bereits eine Reihe wertvoller Arbeiten über das Pleistozän des östlichen Mittelmeergebietes veröffentlicht hat, legt hier eine wichtige Untersuchung über die Küste Palästina-Syriens vor. Auf Grund von zahlreichen neuen Tiefbohrungen legt der Verfasser eine Serie von Ost-West-Profilen durch den Küstenbereich. Sie geben ein stratigraphisch gut gegliedertes, klares Bild vom Verlauf der Ereignisse seit dem Beginn der letzten Eis- bzw. Pluvialzeit (Würm) bis zur Gegenwart. Das wichtigste Ergebnis ist der exakte Nachweis einer eustatischen Absenkung des Meeresspiegels während des Würm-Maximums bis auf -90 m. Da spätere tektonische Bewegungen dieses Gebietes als ausgeschlossen gelten können, ist hier ein neuer wichtiger Festpunkt für die Bestimmung der würmzeitlichen eustatischen Absenkung des Ozeanspiegels gegeben.

In einigen Einzelheiten wird man anderer Meinung sein können als der Verfasser, so wenn er den marinen Horizont B, der in -7 bis -20 m angetroffen wird, in ein Interstadial W2/W3, die darüberliegenden terrestrischen Bildungen in Würm 3 stellt (dann müßte Würm 3 sehr jung sein!).

Weitere Abschnitte der Arbeit sind dem älteren Pleistozän und dem Pliozän Palästinas sowie dem marinen Quartär Syriens gewidmet. Während die Küste Palästinas die (letzteiszeitlichen) Tiefstände des Meeres aufgezeichnet hat, sind am Libanon die interglazialen Hochstände in Form mariner Strandflächen vollständig erhalten. Vergleichliche mit den von A. C. BLANC beschriebenen Profilen aus Italien und mit der Schichtenfolge der Karmelhöhlen beschließen die Arbeit. P. Woldstedt.

HERBERT KÜHN: **Die Felsbilder Europas**. 304 S., 145 Textabb., 111 Tafeln, 5 Farbtafeln. — W. Kohlhammer Verlag Stuttgart, 1952. Preis DM 24.—.

Hier wird uns ein hervorragend ausgestattetes Werk des bekannten Erforschers der vorgeschichtlichen Kunst dargeboten. Angefangen von den ältesten, mehrere Jahrzehnttausende alten Felsbildern bis zu den stilisierten Darstellungen der letzten Jahrtausende vor Christus wird alles Wesentliche in vorzüglicher Weise abgebildet und erläutert. Erstaunlich, wie auch in diesen alten Erzeugnissen menschlicher Kunst die allmähliche Wandlung zu erkennen ist vom unmittelbar Beobachteten zur bildhaften Vorstellung, schließlich zum Symbol. Das ist, wie der Verfasser immer wieder betont, eine Parallele — wenn auch über Zehntausende von Jahren — zu dem Übergang vom Impressionismus zum Expressionismus und Kubismus. Mit Recht hebt der Verfasser hervor, daß in der Felsbildkunst ein entscheidender Faktor der Kunstgeschichte, weiter aber auch eine wichtige Grundlage der Religionsgeschichte vorliegt. So werden sie zu einem integrierenden Bestandteil der Kulturgeschichte überhaupt.

Dem Buch, das auch der Fachmann mit großem Gewinn benutzen wird, ist weiteste Verbreitung zu wünschen. Für die Kunst- und die allgemeine Kulturgeschichte vermittelt es Grundlagen, an denen man heute nicht mehr vorbeigehen kann. Dem Verlag gebührt besonderer Dank dafür, daß er das Werk bei vorzüglicher Ausstattung zu einem annehmbaren Preis herausgebracht hat. P. Woldstedt.

E. H. SELLARDS: **Early Man in America**. A Study in Prehistory. — 47 Textfig. und Karten, 8 Taf. (Rekonstruktionen großer spätpleistozäner Säugetiere) von Hal Story. XVI, 211 pp. University of Texas Press, Austin 12, 1952. \$ 4.50.

Die außerordentlichen Fortschritte in der amerikanischen Urgeschichtsforschung seit 1926, wo die sorgfältige Ausgrabung eines Jägerastplatzes bei Folsom (New Mexiko) auch die ärgsten Zweifler davon überzeugete, daß dort Paläoindianer eine längst ausgestorbene spätpleistozäne Bison-Art gejagt haben, sind in Deutschland und im übrigen Europa nur sehr wenig bekannt. Über die wichtigsten bisherigen Ergebnisse unterrichtet in klarer, anregender, knapper, aber umfassender Darstellung das ausgezeichnete gut illustrierte Buch, dessen Verfasser (Direktor des Texas Memorial Museum in Austin) als Geologe, führender Paläontologe und Urgeschichtsforscher durch sehr wichtige eigene Untersuchungen bedeutungsvolle Beiträge zur Urgeschichte der Neuen Welt geliefert hat. Die Liste (mit Literatur-Nachweisen) der 6000 bis min-

desten 20000 Jahre alten urgeschichtlichen Fundplätze (Höhlen im Gebirge, Jäger-
rastplätze und Wohnlager in den Ebenen) von Alaska bis zur Südspitze Amerikas
führt 120 Örtlichkeiten auf, von denen für 35 die Fundumstände eingehender be-
schrieben und durch Karten und Fundprofile erläutert werden; das Literaturverzeich-
nis am Schluß des Buches zählt über 750 Schriften auf! Die urgeschichtlichen Men-
schenreste werden nur aufgezählt. Der Verfasser behandelt die Entwicklung der
amerikanischen Urgeschichtsforschung, die Fundumstände im allgemeinen, die An-
wendung der verschiedenen Datierungsmethoden (vor allem der C-14-Methode) und
des Fluortestes, die wichtigsten großen spätpleistozänen Säugetiere, die Zeit ihres
Aussterbens (einzige Datierung, und zwar mit der C-14-Methode, für ein Skelett von
Mastodon americanus in Ohio bekannt: zwischen 6000 und 7000 v. Chr.) den Ursprung
die Verbreitung und die ethnologischen Beziehungen der altamerikanischen Kulturen
untereinander und zu den prähistorischen Indianerstämmen, vor allem ihre Knochen-
und Flintindustrie sowie die sehr seltenen Zeugnisse ihrer künstlerischen Betätigung
und die Zukunftsaufgaben der amerikanischen Urgeschichtsforschung. Zahlreiche vor-
zügliche Abbildungen (meist Zeichnungen) vermitteln eine gute Vorstellung vom
amerikanischen Jungpaläolithikum, für das das Fehlen echter Stichel und das sehr
häufige Vorherrschen von Flintspitzen zahlreicher Formen so bezeichnend ist; die
Eleganz der Technik der Flintbearbeitung ist durchaus ebenbürtig der des altwelt-
lichen Solutrén. Durch stratigraphische Befunde konnte nachgewiesen werden, daß
der sicher in Nordamerika entstandenen Folsom-Kultur der ältesten Bisonjäger (nach
der Radiokarbon-Datierung etwa 10000 Jahre alt) außer der Sandia-Kultur die vom
Verfasser Llano-Kultur genannte (noch exakt zu datierende) Kultur der nordameri-
kanischen Elefantenjäger voranging. An ca. 30 Stellen im ariden Westen der USA
und in Mexiko sind große Flintspitzen (Clovis Fluted points), die typologisch offen-
bar die Vorläufer der kleineren Folsom-Spitzen sind, zusammen mit fast immer
zweifelloso gleichalterigen Elefantenresten (meistens *Parelephas columbi*) gefunden
worden. Der Zeitpunkt der ersten Besiedlung Amerikas ist noch zu ermitteln; kein
Geringerer als A. PENCK vermutete 1930 eine erste Einwanderung aus NO-Sibirien
vor der letzten Eiszeit. Zu den Zukunftsaufgaben der amerikanischen Urgeschichts-
forschung gehört ferner die Suche nach körperlichen Resten der Folsom-, Llano-
und älteren Jäger, denn bisher sind solche Reste noch nicht mit Sicherheit gefunden
worden. Das trotz des mäßigen Umfangs sehr inhaltsreiche Buch kann den Quartär-
geologen, Paläontologen und Prähistorikern aufs wärmste empfohlen werden.

Hugo Groß.

STRAKA, HERBERT: **Zur spätquartären Vegetationsgeschichte der Vulkaneifel.** — Ar-
beiten zur Rheinischen Landeskunde, Heft 1. 116 S., 5 Taf. Bonn (Geograph. Institut
d. Univ.) 1952.

In den letzten Jahren hat sich eine vulkanische Aschenschicht in spätglazialen Ab-
lagerungen Mittel- und Südwestdeutschlands von zunehmender Bedeutung für die
zeitliche Parallelisierung erwiesen. Aus dem Herkunftsgebiet dieser Bimstufablage-
rung, der Vulkaneifel, legt nun H. STRAKA aus dem Overbeck'schen Institut das Er-
gebnis einer umfangreichen stratigraphisch-pollenanalytischen Untersuchung dreier
vermoorter Maare vor. Danach fällt die letzte vulkanische Tätigkeit in der Eifel, und
damit die Entstehung der Maare, in die Zeit zwischen dem Ende des Alleröds und
dem Beginn der Vorwärmezeit. Die frischen Tuffstaubböden in der Umgebung
der Maare wurden zunächst von Pioniergesellschaften besiedelt, in denen anfangs offen-
bar *Artemisia* und *Gramineen*, später *Salix* vorherrschten. Ähnliche fossile und rezente
Vegetationstypen werden hiermit verglichen, so insbesondere die Vegetation der
ältesten Dryaszeit im mittleren und nördlichen Europa sowie die heutige steppen-
artige Pflanzendecke auf Öland. Die Pioniervegetation wurde schließlich durch die
Birken-Kiefernwälder der Jüngerer Dryaszeit bzw. der Vorwärmezeit abgelöst. Von
der nacheiszeitlichen Vegetationsentwicklung ist besonders die Verknüpfung mit der
Siedlungsgeschichte interessant. Funde von Getreidepollen treten gegen Ende der
Mittleren Wärmezeit kontinuierlich auf, zusammen mit Pollenfunden anderer Kultur-
zeiger, wie *Plantago*. Die erste Landnahme ist danach auf etwa 3000 v. Chr. anzu-
setzen. Die vorgeschichtlichen und geschichtlichen Siedlungsperioden können den
Pollendiagrammen zugeordnet werden. Seit dem Mittelalter wird *Fagopyrum* nach-
gewiesen. Schließlich wird eine pflanzensoziologisch erarbeitete Naturlandschaftskarte
der Umgebung des Schalkenmehrener Maars mit der aus den pollenanalytischen Be-
funden hervorgehenden Urlandschaftskarte (vor stärkerer menschlicher Einwirkung,
also in der älteren Nachwärmezeit) verglichen. *Fagus* wäre danach im ursprünglichen
Waldbild stärker vertreten als im heutigen natürlichen. Die Arbeit enthält auch eine
Reihe methodisch wichtiger Ergebnisse: Für den pollenanalytischen Getreidenachweis

ist die Feststellung wichtig, daß nach Azetolyse der untere Grenzwert des Getreide-
typs bei etwa 43μ liegt gegenüber 37μ nach KOH-Aufbereitung. Die Artbestimmung
von Artemisia- und Salixpollen wird versucht, über die inzwischen eine eingehendere
Studie des Verfassers an rezemem Material vorliegt (Svensk Bot. Tidskr. 46). Neu-
bestimmungen von Pollen sind: *Sedum*, *Viola tricolor*, *Hydrocotyle*, *Nymphoides* und
Litorella. Die gründliche Untersuchung, bei der ungewöhnlich viel Literatur ausge-
wertet wurde, zeigt die Fortschritte der modernen Pollenanalyse. Eine bessere Druck-
wiedergabe wäre zu wünschen gewesen.

G. Lang.

POSER, HANS und J. HÖVERMANN: **Untersuchungen zur pleistozänen Harz-Vergletsche-
rung.** — Abh. Braunschweig. Wiss. Ges. III, S. 61—115, 14 Abb. 1951.

Die so lange und lebhaft umstrittene Frage einer eiszeitlichen Eigenvergletsche-
rung des Harzes ist nun endlich eindeutig entschieden: im Odertal des Harzes lag im
Würm ein 9,5 km langer Talgletscher, im Radau-, Kellwasser- und Siebental sind
unbezweifelbare Spuren kleiner eiszeitlicher Talgletscher nachzuweisen, und die
Schneegrenzhöhe errechnet sich für das Würm-Maximum zu dem erstaunlich nied-
rigen Wert von 690 m. Die Verf. mußten, um zu so sicheren Ergebnissen zu gelangen,
sich neuer, verfeinerter Methoden der Untersuchung bedienen. Die von CAILLEUX und
TRICART entwickelte Bestimmung des Abrundungsindex der Gerölle ergab ebenso
eindeutig eine Sonderstellung des moränenverdächtigen Talbodenschuttes in den
genannten Tälern und gleichzeitig klare Abgrenzung gegen Solifluktionsschutt, wie
eine unabhängig von K. RICHTER, aber gleichartig durchgeführte Untersuchung der
Gesteinskomponenten eine deutliche Einregelung in der Bewegungsrichtung ergab,
die dem Solifluktionsschutt fehlt. Diese Beobachtungen, zusammen mit sicheren Fest-
stellungen eratischer Ablagerungen, bestätigen die Deutung, die unbefangene Beob-
achtung schon früher den so auffällig entwickelten Wallmoränen im Odertal geben
mußte, zumal sich dort auch ganz deutlich eine Akkumulationsterrasse talabwärts
anschließt und eine zungenbeckenartige Tieflage und Offenheit des Talbodens ober-
halb des Moränenkörpers mit den anderen Gebilden zusammen eine saubere Formen-
einheit ergibt, wie sie durch Solifluktion nie zustande kommen könnte. Die sehr sorg-
fältige Beweisführung durch die Verf., durch zahlreiche Kärtchen und Diagramme
unterstützt, gibt den Beobachtungen im Harz grundsätzliche Bedeutung für die Re-
konstruktion des letzt- und nacheiszeitlichen Klimas in Mitteleuropa. Periglazial zu
deutende Geländeformen im Einzugsgebiet des Odergletschers können nur nach
dem Abschmelzen des Gletschers entstanden sein und werden daher dem Kälterück-
fall der Jüngerer Tundrenzeit zugeschrieben. Die äußersten Moränenlagen dagegen
scheinen dem Frühglazial des Würm anzugehören. Ihnen entspricht eine Depression
der Schneegrenze um mindestens 1300 m. Eine Untersuchung der östlichen Harztäler
war leider bisher nicht möglich; sie würde aber gewiß keine grundsätzliche Ände-
rung des bedeutungsvollen Nachweises einer pleistozänen Eigenvergletscherung des
Harzes bringen.

Wolfgang Panzer.

C. Bericht über die Tätigkeit der Quartärvereinigung

Hauptversammlung in Krefeld vom 9.—12. 10. 1952

Trotz der späten Jahreszeit hatten sich annähernd 100 Teilnehmer zur Hauptver-
sammlung 1952 in Krefeld eingefunden, darunter eine größere Anzahl von holländi-
schen Quartärforschern.

Folgende Vorträge wurden am 9. und 10. gehalten:

1. A. STEEGER: Einführung in die Quartärgeologie des Niederrheingebietes.
2. G. HERBST u. R. WOLTERS: Neuere Untersuchungen an Tonvorkommen des linken Niederrheins.
3. F. FLORSCHÜTZ: Die stratigraphische Stellung der Tegelenschichten.
4. S. MEYER: Eine Grobgerätekultur aus Quarzit vom linken Niederrhein.
5. E. MÜCKENHAUSEN: Die Böden des Niederrheins.
6. C. HIJSZELER: Neue Ausgrabungen im Spätpaläolithikum der Niederlande.
7. F. PREUL: Die Geologie der Fundstätte Salzgitter-Lebenstedt (vgl. S. 149).
8. A. KLEINSCHMIDT: Die Wirbeltierfunde der Grabung Lebenstedt (vgl. S. 166).
9. A. TODE: Die paläolithischen Funde von Lebenstedt (vgl. S. 192).

10. P. WOLDSTEDT: Zur Benennung der Interglaziale und anderer Unterabteilungen des Pleistozäns (vgl. S. 14).
11. P. W. THOMSON: Über die Grenzen der Anwendung der Pollenanalyse.
12. R. HALLIK: Zur Feinstratigraphie des Saale-Weichsel-Interglazials.
13. H. FREISING: Ablagerungen aus der vorletzten Warmzeit des Eiszeitalters bei Mühlacker (Württemberg).
14. H. ARNOLD: Zur Datierung einer Flugsanddecke im oberen Emsgebiet.
15. E. SCHMID: Sedimentation an urgeschichtlichen Fundstellen.
16. H. SCHWABEDISSEN: Untersuchungen steinzeitlicher Moorwohnplätze und ihrer geologischen Probleme.
17. A. RUST: Früh- und mittelpleistozäne Artefaktfunde in Schleswig-Holstein.
18. A. BOHMERS: Neuere Ausgrabungen des Biologisch-Archäologischen Instituts der Universität Groningen.

Am 10. Oktober wurden unter Führung von A. Steeger die Aufschlüsse in der Stauchmoräne des Hülser Berges besichtigt. Dabei gelang es F. Florschütz, in den Interglazialschollen die für das Elster-Saale-Interglazial charakteristische *Azolla filiculoides* in größerer Zahl zu finden.

Eine eintägige Exkursion am 11. Oktober machte dann die Teilnehmer mit den wichtigsten Quartärproblemen des Niederrheingebietes bekannt. Unter Führung der Herren A. Steeger, R. Wolters und K. Narr wurde zunächst die linksrheinische Stauchmoräne, dann das Gebiet des Viersener Horstes, schließlich der Brachter Wald mit den bekannten Reuver- und Tegelen-Schichten besucht. Der Rückweg führte über die Löbbaufschlüsse (mit paläolithischen Funden) von Rheindahlen.

Eine weitere eintägige Exkursion unter Führung der Herren R. D. Crommelin und G. C. Maarleveld führte nach Holland in die Veluwe, wo eine Reihe ausgezeichneter Aufschlüsse den Teilnehmern ein gutes Bild besonders von den periglazialen Erscheinungen vermittelte.

Für 1953 ist die Hauptversammlung in Stuttgart geplant, und zwar wahrscheinlich vom 18.—21. September. Dieser Termin wurde gewählt mit Rücksicht auf den Internationalen Quartärkongress in Rom und Pisa, dessen Nachexkursion am 15. 9. abends in Nizza endet.

P. Woldstedt.

Zusammensetzung von Vorstand und Beirat der Deutschen Quartärvereinigung im Jahre 1953

Vorstand:

C. TROLL - Bonn	1. Vorsitzender
P. WOLDSTEDT - Bonn	2. Vorsitzender und Schriftleiter des Jahrbuches
H. POSER - Braunschweig	1. Schriftführer
R. GRAHMANN - Koblenz	2. Schriftführer
K. RICHTER - Hannover	Kassenwart

Beirat:

A. DÜCKER - Kiel
 F. FLORSCHÜTZ - Velp (G.), Niederlande
 H. GALLWITZ - Halle/Saale
 K. H. JAKOB-FRIESEN - Hannover
 J. KNAUER - München
 W. PANZER - Heidelberg
 A. STEEGER - Krefeld
 F. WEIDENBACH - Stuttgart
 O. WITTMANN - Lörrach

Einladung

zur 5. Hauptversammlung der Deutschen Quartärvereinigung
(Deuqua) vom 18.—21. September in Stuttgart.



17. 9. 1953 Anreise. Treffpunkt der Teilnehmer ab 19 Uhr in
den Siechenstuben, Neues Schloß.
18. 9. 1953 Technische Hochschule (Seestr. 16), Hörsaal 104
9.00—12.30 Uhr } Vorträge
14.30—18.00 Uhr }
20.00 Uhr Zusammenkunft im Höhenpark
Killesberg.
19. 9. 1953 8.00—12.30 Uhr Vorträge
14.00—18.00 Uhr Exkursion nach Bad Cannstatt
20.00 Uhr Empfang der Abgeordneten
durch die Stadt Stuttgart.
20. 9. 1953 7.30 Uhr Autobusexkursion Mühlacker — Heil-
bronn — Steinheim.
21. 9. 1953 7.30 Uhr Autobusexkursion Aalen — Heidenheim
— Lonetal.

Genauerer Programm wird Mitte Juli versandt. Unterkunft in
Hotels oder Jugendherberge. Anmeldung von Vorträgen und
Auskünfte bei Dr. Fr. Weidenbach, Stuttgart, Schützenstr. 4.

Verlag der Hohenlohe'schen Buchhandlung Ferd. Rau (14a) Öhringen

Das Holzmadenbuch

Von Dr. BERNHARD HAUFF

Die schönsten Versteinerungen im Schiefer des Schwarzen Juras.
56 Seiten Text mit 6 Abb., 1 Fossiltafel sowie 80 **Kunstdrucktafeln**.
Ganzleinen **DM 8.75**.

Aus der Fülle der Fossilien sind die wertvollsten ausgewählt und vorzüglich wiedergegeben. — Diese Neuerscheinung ist eine wesentliche Bereicherung der palaeontologischen Literatur.

Die Bärenhöhle bei Erpfingen

Von Prof. Dr. GEORG WAGNER u. a.

32 Seiten Text und 16 Tafeln auf Kunstdruckpapier **DM 1.20**.
Der wissenschaftliche Führer dieser neuentdeckten Tropfsteinhöhle
der Schwäbischen Alb.

GEORG WAGNER:

Rund um Hochifen und Gottesackergebiet

116 Seiten mit 41 Karten und 141 Lichtbildern auf 80 Kunstdrucktafeln
Ganzleinen gebunden **DM 8.75**

... Wir Naturwissenschaftler wissen ja, daß erst die richtige und tiefe Erkenntnis einer Landschaft in ihrem Werden und Sein, mit all den belebten Wesen, die sie bevölkern, zum rechten Genuß dieser Landschaft hinführen kann. Möchten recht viele Wanderer, die sich die herrliche Bergwelt des Allgäus ganz erschließen wollen, sich dem Studium dieses Buches widmen.

Naturwissenschaftliche Rundschau Heft 1/52.

Einführung in die Erd- und Landschaftsgeschichte

mit besonderer Berücksichtigung Süddeutschlands

Von Univ.-Professor Dr. Georg Wagner

2. vermehrte Auflage 1950. Gesamtumfang: 664 S. Text mit 565 Bildern und 23 Fossiltafeln, sowie üb. 400 Photos auf 200 Kunstdrucktafeln. Ganzleinen **DM 36.—**
Ausgabe in 2 Bänden **DM 39.—** (die 200 Kunstdrucktafeln sind lose in schöner Rohleinenmappe).

Dieses Werk wird von allen Seiten als das gegenwärtig beste Einführungsbuch in die Erd- und Landschaftsgeschichte bezeichnet.

„Die Lebewelt unserer Trias“

von Martin Schmidt

302 Seiten mit mehr als 2300 Zeichnungen des Verfassers
Ganzleinen **DM 11.70**, Nachtragsband 1938 **DM 5.—**

„Das klassische Werk der Trias“

AUS DER HEIMAT

Naturwissenschaftliche Monatsschrift des deutschen Naturkundevereins

steht im 61. Jahrgang und kostet vierteljährlich nur **DM 3.—**
Sie erscheint seit 1950 wieder.

Aus der Heimat ist die Zeitschrift des ersten Naturfreundes

Probehefte auf Wunsch!

Von den Wanderdünen der Kurischen Nehrung

Von Prof. Dr. GEORG WAGNER

9 Seiten Text sowie 42 Abbildungen auf 24 Kunstdrucktafeln.

(S. H. v. A. d. Heimat 1953) **DM 2.—**.