

Eiszeitalter und Gegenwart

Jahrbuch der Deutschen Quartärvereinigung

Im Auftrage des Vorstandes

und unter Mitwirkung zahlreicher Fachgenossen

herausgegeben von

PAUL WOLDSTEDT und MARTIN SCHWARZBACH

SIEBZEHNTER BAND

MIT 56 ABBILDUNGEN IM TEXT

UND 3 TAFELN

1966

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

<i>Eiszeitalter und Gegenwart</i>	<i>Band 17</i>	<i>Seite 1-228</i>	<i>Ohringen/Württ. 15. Dezember 1966</i>
-----------------------------------	----------------	--------------------	--

Deutsche Quartärvereinigung

3 Hannover-Buchholz,

Alfred-Bentz-Haus

Postscheckkonto Hannover 453 03

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

Vorstand

1. Vorsitzender : H. GRAUL, 6901 Bammental, Hermann Löns
Weg 37
2. Vorsitzender : E. SCHÖNHALS, 63 Gießen, Ludwigstraße 23
1. Schriftführer : H. ROHDENBURG, 63 Gießen, Landgraf-
Philipp-Platz 2
2. Schriftführer : W. KLAER, 69 Heidelberg, Oppelner Str. 4
- Schatzmeister : G. LÜTTIG, 3 Hannover-Buchholz, Alfred-
Bentz-Haus
- Archivar : H. SCHNEEKLOTH, 3 Hannover-Buchholz,
Alfred-Bentz-Haus
- Schriftleiter des } P. WOLDSTEDT, 53 Bonn, Am Buchenhang 12
Jahrbuches : } M. SCHWARZBACH, 5 Köln, Zülpicher Str. 49

Beirat

- | | |
|------------------------------|---------------------------|
| K. BRUNNACKER, Köln | T. NILSSON, Lund |
| F. HELLER, Nürnberg | H. SCHWABEDISSEN, Köln |
| R. HUCKRIEDE, Marburg | H. SPREITZER, Wien |
| G. C. MAARLEVELD, Wageningen | G. VIETE, Freiberg i. Sa. |
-

Ordentliche Mitglieder zahlen einen Jahresbeitrag von 20.— DM, Mitglieder ohne eigenes Einkommen (Studenten usw.) 10.— DM. Der Jahresbeitrag ist bis 1. 3. des betreffenden Jahres auf eines der obengenannten Konten zu überweisen.

Anmeldung neuer Mitglieder beim 1. Schriftführer, Dr. H. ROHDENBURG, 63 Gießen, Landgraf-Philipp-Platz 2.

Schriftwechsel, der sich auf das Jahrbuch bezieht, an die Schriftleiter.

Reklamationen wegen fehlender Hefte an den Schatzmeister, Dr. G. LÜTTIG, 3 Hannover-Buchholz, Alfred-Bentz-Haus.

Eiszeitalter und Gegenwart

Jahrbuch der Deutschen Quartärvereinigung

Im Auftrage des Vorstandes

und unter Mitwirkung zahlreicher Fachgenossen

herausgegeben von

PAUL WOLDSTEDT und MARTIN SCHWARZBACH

SIEBZEHNTER BAND

MIT 56 ABBILDUNGEN IM TEXT

UND 3 TAFELN

1966

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

<i>Eiszeitalter und Gegenwart</i>	<i>Band 17</i>	<i>Seite 1-228</i>	<i>Öhringen/Württ. 15. Dezember 1966</i>
-----------------------------------	----------------	--------------------	--

*Gedruckt mit Unterstützung
der Deutschen Forschungsgemeinschaft*

Schriftleitung dieses Bandes: M. Schwarzbach
Für den Inhalt ihrer Arbeiten sind allein die Verfasser verantwortlich
Satz, Druck und Einband: Buchdruckerei H. Wolf KG., Öhringen

INHALT

A. Aufsätze

BASLER, D., MALEZ, M. und BRUNNACKER, K.:

- Die Rote Höhle (Crvena Stijena)
bei Bileća/Jugoslawien 61— 68

BEHRE, K. E.:

- Untersuchungen zur spätglazialen und frühpost-
glazialen Vegetationsgeschichte Ostfrieslands . . . 69— 84

DEMANGEOT, J. et RADMILLI, A. M.:

- Le gisement paléolithique de Valle Giumentina
(Apennin central) et ses problèmes 159—199

FOTAKIEWA, EM. und MINKOW, M.:

- Der Löß in Bulgarien 87— 96

FRANKE, H. W.:

- Ein speleochronologischer Beitrag zur postglazialen
Klimageschichte 149—152

GARLEFF, K.:

- Beitrag zur Deutung der Terrassen im unteren
Werratal 118—124

HELLER, FL.:

- Die Fauna von Hunas (Nördliche Frankenalb) im
Rahmen der deutschen Quartärfaunen 113—117

HELLER, FL. und BRUNNACKER, K.:

- Halsbandlemmingreste aus einer Oberen Mittel-
terrasse des Rheins bei Niederaußem 97—112

KEMPF, E. K.:

- Das Holstein-Interglazial von Tönisberg im Rahmen
des Niederrheinischen Pleistozäns 5— 60

MUSIL, R. und VALOCH, K.:

Beitrag zur Gliederung des Würm in Mitteleuropa 131—138

PETERS, ILSE:

Verlandete Altwässer auf der Niederterrasse

bei Köln? 139—148

*SAEMUNDSSON, K.:*Zwei neue C¹⁴-Datierungen isländischer Vulkan-
ausbrüche

85— 86

*SERAPHIM, E.:*Grobgeschiebestatistik als Hilfsmittel bei der Kartie-
rung eiszeitlicher Halte

125—130

WOLDSTEDT, P.:

Ablauf des Eiszeitalters 153—158

B. Tagungen

Das Quartär zwischen Elbe und Harz

(K.-H. KAISER) 200—204

Aktuelle Fragen der Biostratigraphie im nordeuro-
päischen Pleistozän (BENDA, L., LÜTTIG, G. und
SCHNEEKLOTH, H.)

218—223

Die 13. Tagung der Deutschen Quartärvereinigung

vom 8.—13. August in Göttingen (R. HUCKRIEDE) 205—217

C. Buchbesprechungen 224—226**D. Verschiedenes** 227—228

Das Holstein-Interglazial von Tönisberg im Rahmen des niederrheinischen Pleistozäns

VON EUGEN KARL KEMPF, Köln

Mit 7 Abbildungen und 16 Tabellen im Text

Zusammenfassung: Am Niederrhein durchteufte ein neuer Schacht nahe der Ortschaft Tönisberg den Schaephuysener Höhenzug, eine Stauchendmoräne der Saale-Eiszeit. Dabei wurde ein 54 m mächtiges Pleistozän-Profil aufgeschlossen, welches sich von unten nach oben aus Ablagerungen der Mittleren Mittelterrasse, der Kempen-Krefelder Schichten (Holstein-Interglazial) und der Unteren Mittelterrasse zusammensetzt. Die Basis des Profils wird von oberoligozänen Meeressanden gebildet.

In den Sedimenten der Mittleren Mittelterrasse konnte als besonderes Merkmal eine dreifache sekundäre Fossilführung nachgewiesen werden (Fauna aus marinem Oberoligozän sowie tertiäre und pleistozäne Pflanzenreste). Mit deren Hilfe und anhand anderer Merkmale sind die Ablagerungen der Mittleren Mittelterrasse weiter nordwärts zu verfolgen. In diesem Zusammenhang ergaben sich ferner reichlich Gründe, die zu einer Einstufung der „Moerser Schichten“ in das frühe Holstein-Interglazial führten. Der Übergang von den Ablagerungen der Mittleren Mittelterrasse zu den interglazialen Sedimenten erfolgt allmählich; die Mittlere Mittelterrasse ist daher in den Grenzbereich von Elster-Eiszeit und Holstein-Interglazial zu stellen.

Die große Mächtigkeit der interglazialen Ablagerungen ist sekundär; sie ist auf die stauchende Wirkung des saale-eiszeitlichen Inlandeises zurückzuführen. Die interglazialen Sedimente (Sand, Kalkgyttja, toniger Torf) lieferten reichlich tierische und pflanzliche Fossilien, von denen die Mollusken, die Ostrakoden sowie die makroskopischen Pflanzenreste (überwiegend Früchte und Samen) eingehend bearbeitet wurden. Außerdem wurden pollenanalytische Untersuchungen durchgeführt.

Das Material einiger neuer Bohrungen ermöglichte vergleichende Untersuchungen mit den „Krefelder Schichten“ der sogenannten Inselberge und den „Kempener Schichten“ aus dem Untergrund der Stadt Krefeld. In der Fossilführung und im stratigraphischen Aufbau ergaben sich zahlreiche übereinstimmende Merkmale. Die „Krefelder Schichten“ des Schaephuysener Höhenzuges und der Inselberge sowie die „Kempener Schichten“ aus dem Untergrund der Stadt Krefeld werden deshalb gleichgestellt. Als Bezeichnung für diese holstein-interglazialen Ablagerungen am Niederrhein wurde der Name Kempen-Krefelder Schichten gewählt.

Um die klimatischen Verhältnisse während der Bildungszeit der holstein-interglazialen Sedimente am Niederrhein beurteilen zu können, wurden die fossil nachgewiesenen Pflanzen anhand von Florenbeschreibungen der letzten 120 Jahre mit ihrem rezenten Vorkommen im Niederrhein-gebiet verglichen. Demnach entsprach das Klima des Holstein-Interglazials weitgehend dem der Jetztzeit, wobei höhere Niederschläge und etwas höhere Temperaturen auch einigen Pflanzen Lebensmöglichkeiten verliehen, die heute in diesem Gebiet nicht mehr vorkommen.

Die Lagerungsverhältnisse im Pleistozän von Schacht Tönisberg und die Beobachtungen, die beim Abteufen dieses Schachtes in Verbindung mit dem Gefrierverfahren gemacht werden konnten, sprechen dafür, daß die von K. N. THOME (1958, 1959) geäußerten Ansichten zur Entstehung der Stauchmoränenwälle am Niederrhein richtig sind. Im Gegensatz zu dessen Ansichten lassen sich allerdings mehrere Gründe dafür anführen, daß im Bereich des Moerser Lobus zuerst die Kamper Staffel und erst später die Neuffer Staffel aufgestaucht wurde. In diesem Zusammenhang erscheint auch die Einstufung der Krefelder Mittelterrasse in das Drenthe-Stadium der Saale-Eiszeit am wahrscheinlichsten.

In Tabelle 15 wird die zeitliche Eingliederung der mittel- und jungpleistozänen Ablagerungen des Niederrheingebietes so dargestellt, wie sie sich nach den durchgeführten Untersuchungen ergibt.

Summary: Near the village of Tönisberg (Lower Rhine district) a new shaft penetrated the Schaephuysen hills, which is an upsqueezed terminal moraine of the Saale glaciation. It turned out that the Pleistocene amounts to almost 180 feet; from base to top it consists of Middle Middle-Terrace (Mittlere Mittelterrasse), Kempen-Krefeld-Beds (Holstein-Interglacial), and Lower Middle-Terrace (Untere Mittelterrasse). Pleistocene rests on marine sands of Upper Oligocene age.

Within the sediments of the Middle Middle-Terrace the occurrence of reworked fossils seems to be a significant character. The assemblage is composed of three major constituents: marine faunal relicts of Upper Oligocene age as well as Tertiary and Quaternary plant remains. The reworked

fossils and additional features made it possible to trace the Middle Middle-Terrace farther to the north. It could be concluded that the "Moers-Beds" („Moerser Schichten") ought to be placed in the early Holstein-Interglacial. There is a gradual change from the deposits of the Middle Middle-Terrace to the interglacial sediments. Therefore the Middle Middle-Terrace can be regarded as a transitional layer between the Elster-Glacial and the Holstein-Interglacial.

The great thickness of interglacial deposits is due to the upsqueezing effects of the Saale ice sheet. The interglacial sediments (sand, chalky gyttja, argillaceous peat) yielded many fossils of which the molluscs, the ostracods, and the macroscopic plant remains (mainly fruits and seeds) were studied in detail. Furthermore palynological investigations were undertaken.

The samples from some new boreholes allowed comparative investigations with the „Krefeld-Beds" of the isolated hills west of Moers (Inselberge) and the „Kempen-Beds" which are distributed below the city of Krefeld. As regards fossils and stratigraphical sequence several similarities could be detected. Therefore the „Krefeld-Beds" of the Schaephuysen hills and those of Moers are regarded as time equivalents of the „Kempen-Beds". The term Kempen-Krefeld-Beds was chosen for these Holstein-Interglacial deposits in the Lower Rhine district.

The description of the prevailing climatic conditions during the deposition of the Holstein-Interglacial beds in the Lower Rhine district is based on the nature of the fossil content. The recent distribution of the identified plant species within the Lower Rhine district was noted by means of publications on local plant communities covering more than a century. According to these data the climate of the Holstein-Interglacial essentially corresponded to that of the present day. A greater rainfall and slightly higher temperatures allowed, however, some plant species to thrive which nowadays do not occur in this area.

The sequence and structure of the Pleistocene, exposed in the shaft of Tönisberg, proves the opinions of K. N. THOME (1958, 1959), regarding the origin of the upsqueezed terminal moraines in the Lower Rhine district, to be right. This is further underlined by observations which could be made during shaft sinking, as a freezing technique was applied. In contrast to the opinions of K. N. THOME reasons are advanced to show that, within the area of the Moers ice lobe (Moerser Lobus), the Kamp ridge (Kamper Staffel) was the first to be squeezed up and that the squeezing up of the Neuss ridge (Neußer Staffel) was the later event. Also in connection with this the stratigraphical position of the Krefeld Middle-Terrace (Krefelder Mittelterrasse) within the Drenthe stage (Drenthe-Stadium) of the Saale-Glacial appears to be most probable.

On figure 15 the stratigraphical sequence of middle and late Pleistocene deposits of the Lower Rhine district is listed, according to the results indicated above.

I N H A L T S Ü B E R S I C H T

	Seite
I. Einleitung	3
II. Die pleistozänen Schichten von Schacht Tönisberg	6
1. Liegende Kiese und Sande (Mittlere Mittelterrasse, Rinnenschotter)	6
A. Beschreibung der Einzelschichten	6
B. Geröllbestand	8
C. Charakteristische Merkmale	9
2. Interglaziale Fluß- und Stillwasserablagerungen (Kempen-Krefelder Schichten, Holstein-Interglazial)	10
A. „Krefelder Schichten" in situ	11
B. Aufgeschobene, in sich gestörte „Krefelder Schichten"	11
C. Aufgeschobene, in sich ungestörte „Krefelder Schichten"	13
3. Hangende Kiese und Sande (Untere Mittelterrasse)	13
III. Die sekundäre Fossilführung der Mittleren Mittelterrasse	14
1. Fossilien aus marinem Tertiär	14
2. Fossilien aus limnisch-terrestrischem Tertiär	16
3. Fossilien aus limnisch-terrestrischem Pleistozän	19
4. Folgerungen auf Grund der sekundären Fossilführung	19
A. Zur Verbreitung der Rinnenschotter	19
B. Die zeitliche Einstufung der „Moerser Schichten"	22

	Seite
IV. Die Fossilführung der interglazialen Ablagerungen	24
1. Die Fauna	25
A. Mollusken	25
B. Ostrakoden	28
C. Bryozoen	29
D. Vertebraten	29
2. Die Flora	31
A. Makroskopische Pflanzenreste	31
B. Pollenanalytische Untersuchungen	33
3. Charakteristische Fossilien aus den holstein-interglazialen Ablagerungen am Niederrhein	38
V. Vergleichende Untersuchungen in den „Krefelder Schichten“ der Inselberge	39
VI. Vergleichende Untersuchungen in den „Kempener Schichten“	42
VII. Klimatische Verhältnisse im Niederrheingebiet während des Holstein-Interglazials	46
VIII. Zur Entstehung der Stauchendmoränen am Niederrhein	50
IX. Dank	52
X. Schriftenverzeichnis	52

I. Einleitung

In den Jahren 1960 und 1961 teufte die Niederrheinische Bergwerks-A.G. (N.B.A.G.) nahe der Ortschaft Tönisberg bei Krefeld ihren Schacht 4 ab. Diesem neuen Schacht entstammt im wesentlichen das Material zu der vorliegenden Arbeit. Den vergleichenden Untersuchungen dienten etliche Proben aus Bohrungen und Tagesaufschlüssen der näheren und weiteren Umgebung.

Der Schacht 4 der N.B.A.G. liegt etwa 10 km nordwestlich von Krefeld auf dem Meßtischblatt Nieuwerk (Nr. 4504). Seine genaue geographische Lage wird durch die Gauß-Krüger-Koordinaten R 34 030 und H 97 555 gegeben. Da er nur wenige hundert Meter westlich der Ortschaft Tönisberg liegt, wird er in den weiteren Ausführungen kurz als Schacht Tönisberg bezeichnet.

Die niederrheinische Landschaft wird im wesentlichen von den Ablagerungen der Niederterrasse des Rheins gebildet und ist daher verhältnismäßig eintönig. Das Gebiet nördlich von Krefeld zeichnet sich dadurch aus, daß die Ebene dort von einigen Erhebungen unterbrochen wird, die aus Ablagerungen der Mittelterrassen des Rheins bestehen und sich als Stauchendmoränen der Saale-Eiszeit oder als Reste von solchen erwiesen haben. Bei den südlichsten handelt es sich dabei um den Schaephuysener oder Tönisberger Höhenzug und um die sogenannten Inselberge, zu denen der Egels-, Hülser, Gulix-, Rayer, Eyller, Dachs-, Kamper und Niersen-Berg gehören. Nach Norden zu schließen sich weitere und höhere Erhebungen bei Xanten und Kleve an, die zu den wesentlich größeren Stauchendmoränen der Niederlande hinüberleiten.

Die nachfolgenden Untersuchungen behandeln vor allem den Schaephuysener Höhenzug und die Inselberge. Der innere Aufbau dieser Gebilde war bisher nur unzureichend bekannt aus Kiesgruben-Aufschlüssen und Bohrungen. Großes Interesse wurde deshalb dem neuen Schacht Tönisberg entgegengebracht, als bekannt wurde, daß für diesen als

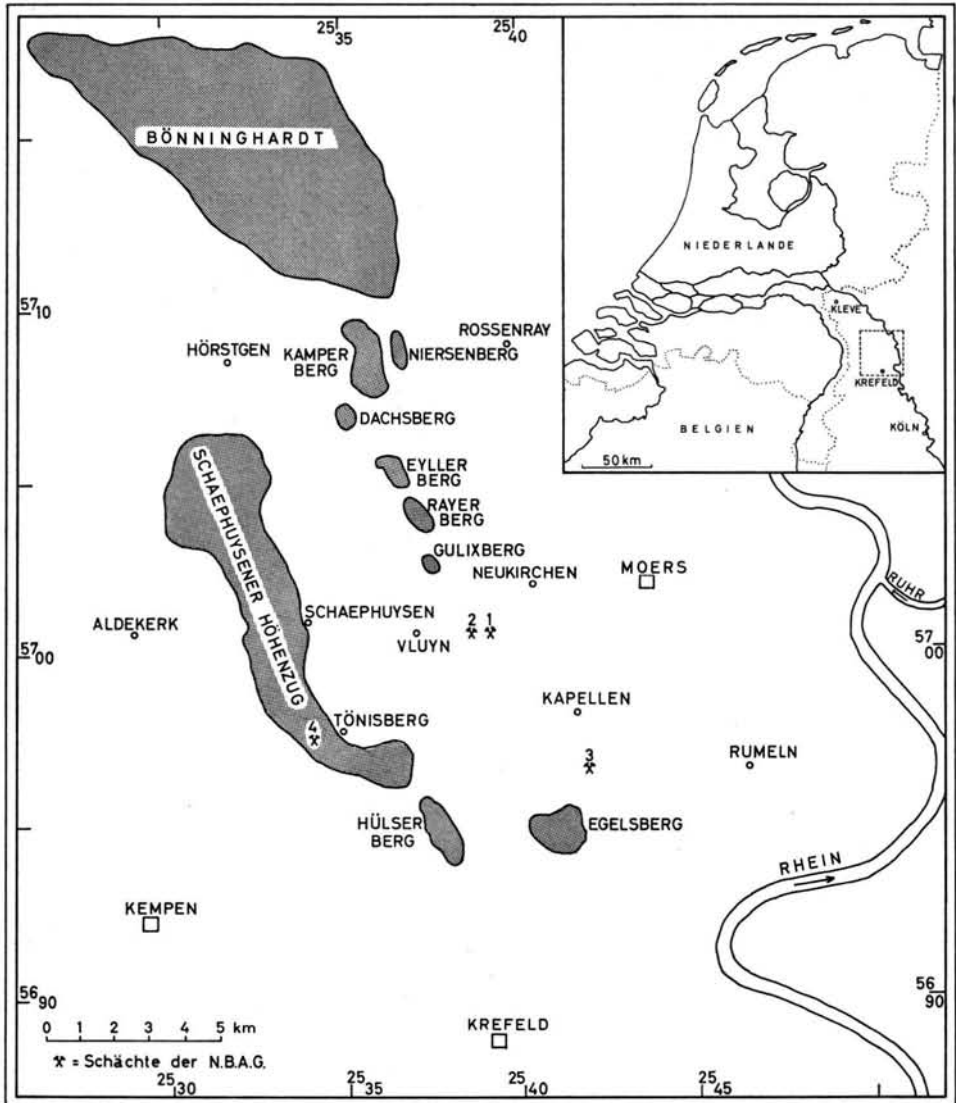


Abb. 1. Überblick über das Arbeitsgebiet und die Lage von Schacht Tönisberg in bezug auf die Eisrandbildungen der Saale-Eiszeit am Niederrhein.

Lagepunkt der Mühlenberg, eine kleine Erhebung innerhalb des Schaephuysener Höhenzuges, gewählt worden war. Der Schacht mußte demnach die Schichten des Stauchendmoränenwalles durchteufen und über dessen inneren Aufbau Auskunft geben.

Eine ausführliche Übersicht über die bisherigen Untersuchungen im Pleistozän des Arbeitsgebietes findet sich in der Diplom-Arbeit des Verfassers (E. K. KEMPF 1963). Die notwendigen Angaben über die stratigraphische Eingliederung der interglazialen Ablagerungen im Verlauf früherer Untersuchungen finden sich in den entsprechenden Kapiteln („Krefelder Schichten“: Kap. II. 2; „Kempener Schichten“: Kap. VI; „Moerser Schichten“: Kap. III. 4. B).

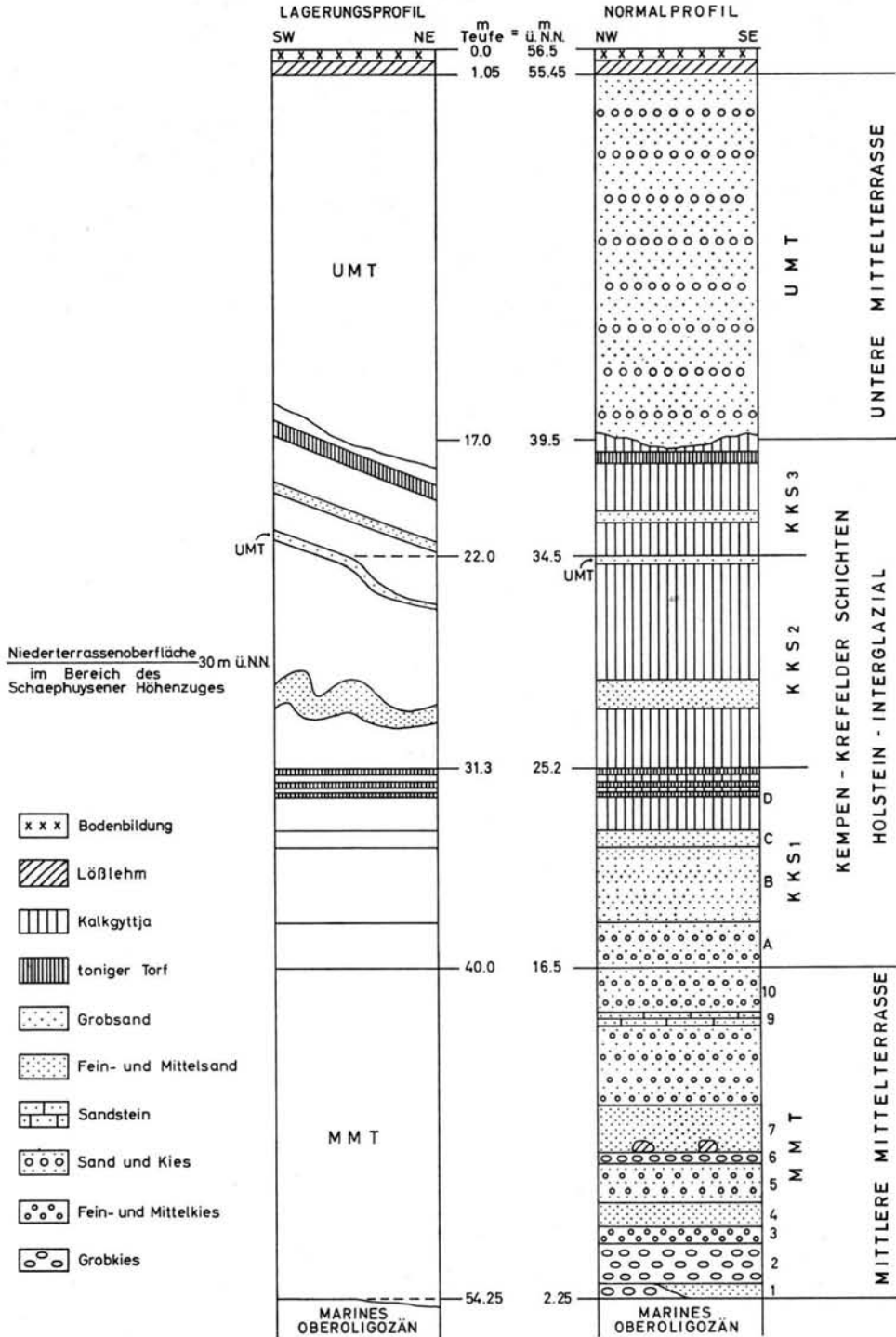


Abb. 2. Das Pleistozän-Profil von Schacht Tönisberg.

In der vorliegenden Arbeit wird besonders die Stratigraphie und die Fossilführung der „Krefelder“ und der „Kempener Schichten“ kritisch untersucht. Die Mollusken, die Ostrakoden und die makroskopischen Pflanzenreste (vorwiegend Früchte und Samen) wurden eingehend bearbeitet, wodurch die Zahl der bisher aus diesen Ablagerungen bekannten Arten wesentlich erweitert wird. Pollenanalytische Untersuchungen wurden durchgeführt, um genügend Vergleichsmöglichkeiten mit den bisherigen Untersuchungen dieser Ablagerungen zu erhalten. Für die „Krefelder“ und die „Kempener Schichten“ ergeben sich so zahlreiche übereinstimmende Merkmale, daß sie unter der Bezeichnung *Kempen-Krefelder Schichten* zusammengefaßt und als Ablagerungen des *Holstein-Interglazials* aufgefaßt werden.

Ferner wird das Profil des *Pattberg-Schachtes* bei *Moers* neu gedeutet, wodurch die „*Moerser Schichten*“ in den Grenzbereich von *Mittlerer Mittelterrasse* und *Kempen-Krefelder Schichten* gestellt werden. Da es sich bei den „*Moerser Schichten*“ nicht um autochthone Ablagerungen handelt, stellen sie kein abgrenzbares Schichtglied dar. Die Bezeichnung „*Moerser Schichten*“ ist deshalb unzulässig und damit hinfällig.

II. Die pleistozänen Schichten von Schacht Tönisberg

Das Pleistozän-Profil, welches beim Abteufen von Schacht *Tönisberg* aufgeschlossen wurde, hat eine Mächtigkeit von 54 m (vgl. Abb. 2). Es erstreckt sich von 2,5 bis 56,5 m über N. N. und ist durch eine mehr als 20 m mächtige Folge fossilführender interglazialer Sedimente ausgezeichnet. Da diese interglazialen Ablagerungen in die übrigen Kiese und Sande eingeschaltet sind, ergibt sich ganz natürlich eine Dreiteilung des Profils. Von unten nach oben können folgende Einheiten unterschieden werden: auf 14 m Kiese und Sande der *Mittleren Mittelterrasse* (*Rinnenschotter*) folgen etwa 23 m Fluß- und Stillwasserablagerungen des *Holstein-Interglazials* (*Kempen-Krefelder Schichten*) und 17 m Kiese und Sande der *Unteren Mittelterrasse*. Die Basis des Profils wird von oberoligozänen Meeressanden gebildet.

1. Liegende Kiese und Sande (Mittlere Mittelterrasse, Rinnenschotter)

A. Beschreibung der Einzelschichten

In diesem Profilbereich lassen sich von unten nach oben 10 Profilabschnitte unterscheiden, die nachfolgend beschrieben werden. Alle Angaben über die Korngröße der Sedimente beruhen auf Siebanalysen, welche vom Verfasser im Geologischen Landesamt in *Krefeld* durchgeführt wurden. Die Benennung von Siebfraktionen ist bisher weder national noch international geregelt; sie erfolgt im vorliegenden Fall nach der im Geologischen Landesamt in *Krefeld* üblichen Methode, die in *J. KALTERHERBERG & H. KARRENBERG 1958* erläutert worden ist.

Profilabschnitt 1: 54,5 — 53,75 m Teufe

Die Sedimentation der Liegenden Kiese und Sande wird eingeleitet durch die Ablagerung einer Kiesbank von 0,5 m Mächtigkeit. Die Kornverteilung innerhalb dieser Bank läßt eine Abnahme der Korngröße von unten nach oben erkennen: über Grob- und Mittelkies mit einzelnen Steinen folgen Feinkies und schließlich Grobsand. Im Kies fanden sich reichlich Fossilien, die aus aufgearbeitetem marinen Tertiär stammen, welches im Liegenden der pleistozänen Schichten ansteht.

An der westlichen Schachtseite war die Kiesbank in ihrer ganzen Mächtigkeit erhalten. Nach Osten hin keilte sie allmählich aus und wurde anfangs teilweise und schließlich vollkommen durch Feinsand vertreten (vgl. *E. K. KEMPF 1963: Abb. 2* sowie *Taf. 1, Fig. 1 und 2*).

Der Feinsand ist in seiner ganzen Mächtigkeit recht einheitlich in Korngröße und Lagerung. Schrägschichtung konnte nicht beobachtet werden. An der Basis des Feinsandes fand sich eine Lage von Steinen; in die obersten 10 bis 20 cm waren reichlich Pflanzenreste eingeschwemmt worden. Im Feinsand verteilt konnten ferner Mikrofossilien aus aufgearbeitetem marinen Tertiär nachgewiesen werden.

Die Steinlage an der Basis des Feinsandes wird als Erosionsrest gedeutet und als Beweis dafür angesehen, daß die Kiesbank zu einem Teil erodiert wurde. Für diese Ansicht spricht ferner die Beobachtung, daß die Feinsande des marinen Oberoligozäns, welche im Schacht Tönisberg das Liegende des Pleistozäns bilden, als oberste Schicht eine 10 bis 15 cm mächtige Ausbleichungs- beziehungsweise Verwitterungszone aufweisen. Diese Zone findet sich jedoch nur unter der Kiesbank; wo letztere durch Feinsand vertreten wird, fehlt die Verwitterungszone. Die Unterkante des Pleistozäns reicht in diesem Fall etwas tiefer hinab bis zu einer Teufe von 54,5 m. Bei der Erosionsform, welche durch den Schacht nur zu einem Teil aufgeschlossen wurde, handelt es sich um eine Rinne von mindestens 10 m Breite, die später mit Feinsand zusedimentiert wurde.

Profilschnitt 2: 53,75—51,95 m Teufe

Zum Hangenden hin folgen mehrere Kiesbänke (Grobkies und Mittelkies mit etwas Feinkies, etwas Grobsand und etwas Mittelsand) von insgesamt 1,8 m Mächtigkeit. Bereits im Anstehenden wurden darin umgelagerte Fossilien aus marinem Tertiär beobachtet. Im Teufenbereich 52,7—53,0 m fand sich in diesen Kiesen eine Sandlinse (Mittelsand überwiegend mit wenig Mittelkies). In die oberste Kiesbank war eine Rinne von 20 cm Tiefe und 30 cm Breite eingeschnitten und mit Feinsand und umgelagerten Pflanzenresten aufgefüllt worden.

Profilschnitt 3: 51,95—51,25 m Teufe

Darüber folgt eine Kiesbank von 70 cm Mächtigkeit (Mittelkies mit etwas Feinkies, etwas Grobsand und etwas Feinsand). Auch in dieser Bank fanden sich umgelagerte Fossilien aus marinem Tertiär. Alle Sedimente der Profilschnitte 1 bis 3 sind von relativ heller, gelblich-grauer Farbe.

Profilschnitt 4: 51,25—50,25 m Teufe

Überlagert werden die Kiesbänke von einer 1 m mächtigen graubraunen Sandschicht (Feinsand überwiegend mit etwas Mittelsand und wenig Schluff). Darin finden sich bis zu 1 cm mächtige Lagen von eingeschwemmten Pflanzenresten. Die graubraune Färbung des Sandes ist auf den Schluff-Anteil zurückzuführen, der einen hohen Fe-Gehalt aufweist.

Profilschnitt 5: 50,25—48,45 m Teufe

Es setzt nun eine Wechsellagerung von 5 bis 35 cm mächtigen Lagen von Sand (Mittelsand überwiegend mit etwas Feinsand) und Kies (Feinkies mit etwas Mittelkies, etwas Grobsand und etwas Mittelsand) ein. Beide Sedimente sind gelblichgrau gefärbt und mengenmäßig etwa zu gleichen Teilen vertreten. Vereinzelt fanden sich umgelagerte Fossilien.

Profilschnitt 6: 48,45—48,15 m Teufe

Darüber folgt eine gröbere Kiesbank (Mittelkies vorwiegend mit etwas Grobkies und wenig Feinkies), die meist 35 cm mächtig ist, stellenweise aber auf 10 bis 15 cm oder fast ganz ausdünt. Auf dieser Kiesbank fanden sich verstreut einige Steine und Blöcke (vgl. E. K. KEMPF 1963: Taf. 2, Fig. 1 und 2; Taf. 3, Fig. 1 und 2). Im Anschnitt hatten die Steine eine Größe bis zu 25 x 15 cm; sie bestanden aus Quarz oder Quarzit. Die Blöcke waren bis zu 30 x 50 cm groß und bestanden aus kalkhaltigem, schluffigem Ton, der durch Limonit mehr oder weniger verfestigt war. Es ist wahrscheinlich, daß die Steine und Blöcke durch Eisschollen-Drift auf dem damaligen Rhein zu ihrem jetzigen Fundort gelangten.

Profilschnitt 7: 48,15—46,05 m Teufe

Über der Kiesbank folgen mehrere Lagen von Sand (Mittelsand überwiegend mit etwas Feinsand und wenig Grobsand), die insgesamt eine Mächtigkeit von 2,1 m haben. Die unterste Sandlage ist 60 cm mächtig, nach oben hin folgen dann immer geringmächtigere Lagen. Eingeschwemmte Pflanzenreste finden sich meist auf Schrägschichtungsflächen (vgl. E. K. KEMPF: 1963, Taf. 3, Fig. 1).

Profilschnitt 8 und 10: 46,05—42,5 m und 42,0—40,25 m Teufe

Die Sedimentation der Liegenden Kiese und Sande wird abgeschlossen durch eine 5,8 m mächtige Folge von Sand (Grob- und Mittelsand mit wenig Feinsand) und Kies (Feinkies vorwiegend mit etwas Sand). Die Mächtigkeit der einzelnen Sandlagen beträgt meist 30 bis 50 cm, während die Kieslagen nur 5 bis 10 cm mächtig sind. Die Kiese treten also mengenmäßig gegenüber den Sanden deutlich zurück. Im Sand fanden sich auf den Schichtflächen eingeschwemmte Pflanzenreste.

Profilschnitt 9: 42,5—42,0 m Teufe

In dieser vorstehend beschriebenen Sedimentfolge findet sich eine Lage, die zu leicht absandendem Sandstein verfestigt ist. Die Verfestigung ist im wesentlichen auf Brauneisen zurückzuführen, welches sich in einigen Bändern von wenigen cm Dicke auch stärker angereichert findet. Es besteht die Möglichkeit, daß dieser verfestigte Profilschnitt mit dem vorhandenen unteren Grundwasserhorizont in Verbindung gebracht werden kann. Da das Sediment in diesem Teufenbereich aus abbautechnischen Gründen gefroren war, konnte der untere Grundwasserhorizont an sich im Aufschluß nicht erkannt werden.

B. Geröllbestand

Nur die Horizonte 1, 2, 3, 5 und 6 lieferten in hinreichender Menge Material der Fraktion >6 mm, um eine Aussage über die Verteilung der einzelnen Geröllkomponenten machen zu können. Es wurden 5 Geröllgruppen unterschieden, deren prozentuale Anteile aus Tabelle 1 hervorgehen.

Tabelle 1
Geröllanalysen der Fraktion $>6,0$ mm von Proben der Horizonte 1 bis 6 der Mittleren Mittelterrasse von Schacht Tönisberg.

Horizont Nr.	Zahl der Gerölle >6 mm	Quarz %	Lydit + Radiolarit %	Feuerstein %	Quarzit, Sandstein + Grauwacke %	Porphyr %
6	900	46,7	1,0	0,4	51,3	0,6
5	300	49,3	0,5	—	49,1	1,1
3	300	51,0	1,3	0,2	46,9	0,6
2	900	55,8	1,7	0,6	41,3	0,6
1	900	53,1	1,8	1,5	43,3	0,3
Mittelwert:		51,2	1,3	0,5	46,4	0,6

Die Quarzgruppe umfaßt alle Körner, die ganz oder wenigstens zur Hälfte aus Quarz bestehen. Die Milchquarz-Körner wurden nicht gesondert gezählt. Im Durchschnitt ergibt sich für die untersuchten Proben ein Quarzanteil von etwa 51%. Dieser Wert liegt um 4% über dem Durchschnitt, den G. C. MAARLEVELD (1956) bei seinen Untersuchungen von Proben der Mittleren Mittelterrasse aus dem Gebiet von Krefeld erhielt. Dies dürfte zu einem Teil dadurch begründet sein, daß bei den einzelnen Proben der Quarzanteil je nach Korngrößenfraktion verschieden ist. So ergaben sich z. B. innerhalb einer Probe aus Horizont 1 Unterschiede im Quarzanteil von über 6% (vgl. Tabelle 2).

Tabelle 2
Geröllanalysen verschiedener Korngrößenfraktionen einer Probe aus Horizont 1 der Mittleren Mittelterrasse von Schacht Tönisberg.

Zahl der Gerölle	Korngrößen- fraktion mm	Quarz %	Lydit + Radiolarit %	Feuerstein %	Quarzit, Sandstein + Grauwacke %	Porphyr %
100	>30	52,8	3,6	3,6	40,0	—
500	30—15	54,5	2,0	1,4	41,5	0,6
300	15— 6	49,8	0,4	0,8	49,0	—
900	6— 2	56,4	—	—	43,6	—
Mittelwert:		53,4	1,5	1,45	43,5	0,15

Es schien demnach angebracht, beim Vergleich des Geröllbestandes verschiedener Sedimentlagen nur engbegrenzte Korngrößenfraktionen auszuwählen. Um einen größeren Vertikalbereich untersuchen zu können, kam im vorliegenden Fall dafür ausschließlich die Feinkiesfraktion 6 bis 2 mm in Frage, bei der allerdings nur Quarz- und Nichtquarz-Anteile unterschieden werden können.

Wie das Ergebnis zeigt (vgl. Tabelle 3), treten auch in engbegrenzten Korngrößenbereichen Schwankungen auf, die bis zu 10% erreichen können. Der Quarzanteil ist also keineswegs so konstant, wie man ihn gerne haben möchte, um damit Aussagen für die

Tabelle 3

Quarz- und Nichtquarz-Anteile der Korngrößen-Fraktion 6—2 mm von Proben der Mittleren Mittelterrasse und der Kempen-Krefelder Schichten 1 (*in situ*) aus Schacht Tönisberg.

Profilbereich	Horizont	Zahl der Gerölle 6—2 mm	Quarz	Nichtquarz
			%	%
Kempen- Krefelder Schichten 1 (<i>in situ</i>)	C	100	56,8	43,2
	B	200	62,9	37,1
	B	200	60,0	40,0
	A	600	56,6	43,4
Mittlere Mittelterrasse	8	300	65,5	34,5
	7	150	59,1	40,9
	3	300	63,0	37,0
	1	900	56,4	43,6

Stratigraphie machen zu können. Nur solche Terrassen können allein auf Grund des Quarzgehaltes auseinandergelassen werden, bei denen sich die Quarzanteile sehr stark voneinander unterscheiden.

Die Lydit-Radiolarit-Gruppe weist in den untersuchten Horizonten Werte unter 2% auf (vgl. Tabelle 1). Der prozentuale Anteil dieser Geröllgruppe steigt jedoch innerhalb einzelner Proben mit zunehmender Korngröße an (vgl. Tabelle 2).

Die gleichen Verhältnisse finden wir auch bei der Feuerstein-Gruppe. Bei den Feuersteinen lassen sich zwei Varietäten unterscheiden (vgl. K. H. KAISER 1956), die etwa in gleicher Menge auftreten: ellipsoidförmige, bläulichweiße, mit einer Patina versehene „Feuersteine“ und unregelmäßig geformte, bräunliche, ebenfalls mit einer Patina versehene „Gekrösefeuersteine“. Beide Varietäten sind sicher mehrfach umgelagert und aus dem Kreidegebiet von Aachen—Maastricht herzuleiten. Nordische Feuersteine fanden sich nicht, wie überhaupt in den Sedimenten der Mittleren Mittelterrasse nordische Geschiebe fehlen.

Anteile von 40 bis 50% weist die Gruppe Quarzit-Sandstein-Grauwacke auf. Es handelt sich dabei im wesentlichen um Material aus dem Rheinischen Schiefergebirge.

An vulkanischem Material fand sich nur Porphyry, der selten Anteile von mehr als 1% erreicht.

C. Charakteristische Merkmale

Die Ablagerungen der Mittleren Mittelterrasse, welche in Schacht Tönisberg aufgeschlossen wurden, weisen einige charakteristische Merkmale auf, die nachfolgend zusammengefaßt werden.

1. Sediment

Die Ablagerungen sind relativ feinkörnig; Sand ist mengenmäßig stärker vertreten als Kies. Grobkies findet sich nur in wenigen Bänken nahe der Basis. Die im Profil höchste Kiesbank ist durch auflagernde große Steine und Blöcke ausgezeichnet. Die Quarz-Anteile der Fraktion > 6 mm betragen 45 bis 55%, die der Fraktion 6 bis 2 mm 55 bis 65%.

2. Höhenlage

Die Basis der Mittleren Mittelterrasse, die im Arbeitsgebiet der Tertiäroberfläche entspricht, liegt nur wenige Meter über oder gar unter Normalnull. Von jüngeren Rheintalbildungen wurde diese Tiefe nicht wieder erreicht.

3. Überlagerung

In den meisten bisher bekannten Vorkommen werden die Ablagerungen der Mittleren

Mittelterrasse von holstein-interglazialen Sedimenten überlagert. Dabei ist zwischen den beiden Einheiten keine scharfe Grenze, sondern ein allmählicher Übergang zu beobachten.

4. Sekundäre Fossilführung

Die Sedimente der Mittleren Mittelterrasse sind ausgezeichnet durch eine dreifache sekundäre Fossilführung. In der Hauptsache finden sich Fossilien aus dem marinen Tertiär des Untergrundes; daneben kommen aber auch Pflanzenreste aus tertiären und aus pleistozänen limnisch-terrestrischen Ablagerungen vor (vgl. Kap. III).

Auf Grund vorstehender Merkmale ist es möglich, diese Ablagerungen auch in Bohrungen zu erkennen, wodurch ihre Verbreitung vor allem in nördlicher Richtung verfolgt werden kann (vgl. Kap. III. 4. A).

2. Interglaziale Fluß- und Stillwasserablagerungen (Kempen-Krefelder Schichten, Holstein-Interglazial)

Bei den interglazialen Sedimenten, die im Schacht Tönisberg in einer Mächtigkeit von etwa 23 m aufgeschlossen wurden, handelt es sich um Ablagerungen, für welche A. STEEGER (1931b) die Bezeichnung „Krefelder Schichten“ vorschlug.

Im Verlauf dieser Arbeit wird erneut begründet, daß die „Krefelder Schichten“ mit den „Kempener Schichten“ gleichzusetzen sind, weil beide Schichten Ablagerungen des Holstein-Interglazials am Niederrhein darstellen. Unter der Bezeichnung „Krefelder Schichten“ wird heute von den einzelnen Autoren Verschiedenes verstanden (z. B. „Krefelder Schichten“ im Sinne von H. KARRENBERG & U. REIN 1951 = „Krefelder“ und „Kempener Schichten“, in der Auffassung von A. STEEGER 1931b und 1952). Um eine Eindeutigkeit in der Bezeichnungsweise zu erhalten, wird für die holstein-interglazialen Ablagerungen am Niederrhein der Name Kempen-Krefelder Schichten vorgeschlagen. Dieser Name ist auch insofern treffend, als diese interglazialen Sedimente zuerst und bisher überwiegend im Landkreis Kempen-Krefeld nachgewiesen wurden.

Im Verlauf der vorliegenden Arbeit werden, um an bisherige Untersuchungen anknüpfen zu können, häufig noch die Bezeichnungen „Krefelder Schichten“ und „Kempener Schichten“ im Sinne von A. STEEGER (1931b, 1952) benutzt; diese und andere Schichtenbezeichnungen von A. STEEGER werden jedoch in Anführungszeichen gesetzt, weil sie mit dem jetzigen Forschungsstand nicht mehr vereinbar sind.

Auf Grund der Lagerungsverhältnisse können die interglazialen Sedimente von Schacht Tönisberg in drei Profilmereiche untergliedert werden: auf 8,7 m „Krefelder Schichten“ in situ lagern 9 m aufgeschobene, in sich gestörte und 5 m aufgeschobene, in sich ungestörte „Krefelder Schichten“. Die große Mächtigkeit der interglazialen Ablagerungen ist also nicht auf eine entsprechende Sedimentation zurückzuführen, sondern auf die stauende Wirkung des Inlandeises.

Als „Krefelder Schichten“ bezeichnete A. STEEGER (1931b, 1952) fossilführende Ton- und Feinsandschichten, die sich in gestörter Lagerung oder als isolierte Schollen in den Stauendmoränen zwischen Krefeld und Kleve fanden. Beim Abteufen von Schacht Tönisberg wurden „Krefelder Schichten“ erstmals in ungestörter Lagerung aufgeschlossen, also in situ. Läßt man die „Kempener Schichten“ außer Betracht, so ist zunächst die von A. STEEGER gegebene Definition der „Krefelder Schichten“ auch auf ungestörte Interglazialablagerungen unter den Stauendmoränen auszudehnen.

Das holstein-zeitliche Alter des Interglazials ist stratigraphisch gesichert. Die Abgrenzung gegenüber jüngeren Interglazialablagerungen ist dadurch gegeben, daß die interglazialen Sedimente mitsamt der auflagernden Unteren Mittelterrasse vom saale-zeitlichen Inlandeis gestaucht worden sind. Gegenüber älteren Interglazialablagerungen wird die Grenze dadurch gezogen, daß sich im Liegenden der interglazialen Sedimente die Ablagerungen einer Mittelterrasse (Mittlere Mittelterrasse, Rinnenschotter) finden.

A. „Krefelder Schichten“ in situ (vgl. Abb. 2: KKS 1)

Als „Krefelder Schichten“ in situ werden die horizontal lagernden Schichten von 40 m bis 31,3 m Teufe bezeichnet. Von unten nach oben ist in der Schichtenfolge eine Abnahme der Korngröße zu beobachten. Folgende 4 Profilabschnitte können unterschieden werden:

Profilabschnitt A: 40,0—38,0 m Teufe

Von diesem Abschnitt wurden 4 Proben auf ihre Kornverteilung untersucht. Der Mittelwert ergab: Grobsand und Mittelsand mit wenig Feinkies und wenig Mittelkies. Der Kies bildete feine Lagen im Sand. Das Sediment ist hellgrau gefärbt. Wie in den tiefen Horizonten der Mittleren Mittelterrasse finden sich auch in diesem Profilabschnitt Fossilien aus aufgearbeitetem marinem Oberoligozän; sie erreichen allerdings nicht die Arten- und Individuenzahl wie in den Schichten nahe der Pleistozän-Basis. Neben diesen eindeutig umgelagerten Fossilien treten die ersten Süßwasser-Mollusken auf. Im Bereich 39,0 bis 38,5 m waren Reste einer vertikalen Durchwurzelung der Schichten zu beobachten.

Profilabschnitt B: 38,0—34,7 m Teufe

Der Mittelwert von 5 Korngrößenanalysen ergab für diesen Abschnitt: Mittelsand und Feinsand mit etwas Grobsand. Das Sediment ist kalkhaltig und von graublauer Farbe. Aus diesem Bereich stammen die meisten Süßwasser-Mollusken. Doppelklappige Exemplare von *Unio* fanden sich in einer Bank angereichert. Auch Pflanzenreste kamen in diesem Abschnitt reichlich vor, besonders die Reste von *Alnus*.

Profilabschnitt C: 34,7—34,0 m Teufe

Die Korngrößenanalyse ergab für diesen Bereich: Feinsand vorwiegend, mit etwas Mittelsand und etwas Schluff. Auch dieses Sediment ist kalkhaltig, von graublauer Farbe und fossilführend. In einer Schicht fanden sich reichlich Blattreste, die nicht eindeutig bestimmt wurden, mit großer Wahrscheinlichkeit aber der Gattung *Alnus* zuzuordnen sind, weil sich auch die Nüsschen dieser Gattung in diesem Profilabschnitt sehr zahlreich fanden.

Profilabschnitt D: 34,0—31,3 m Teufe

Dieser Profilabschnitt besteht im wesentlichen aus Kalkgyttja von hellgrauer bis graublauer Farbe. In der oberen Hälfte finden sich drei 10 bis 20 cm mächtige Lagen von tonigem Torf. Die mittlere Lage ist so stark inkohlt, daß man sie beinahe als tonige Braunkohle bezeichnen könnte. Von 34 bis 33 m und von 32 bis 31,5 m Teufe ist die Kalkgyttja sandstreifig. Alle Proben des Profilabschnitts D sind fossilführend.

Der Übergang von den Sedimenten der Mittleren Mittelterrasse zu den Ablagerungen des Holstein-Interglazials erfolgt allmählich; die Grenze zwischen den beiden Einheiten ist nicht scharf und daher nicht eindeutig zu fassen. Auf jeden Fall liegt diese in Schacht Tönisberg im Teufenbereich 38 bis 40 m, also im vorstehend beschriebenen Profilabschnitt A. Dessen stratigraphische Stellung ist somit etwas unsicher. Er wurde zum Interglazial gerechnet, weil in diesem Abschnitt erstmals interglaziale Süßwasser-Mollusken auftreten. Für eine Zuordnung zur Mittleren Mittelterrasse würde die Tatsache sprechen, daß sich in diesem Abschnitt nochmals Fossilien aus aufgearbeitetem marinem Oberoligozän vorfinden. Ihre Arten- und Individuenzahl ist zwar nicht so groß wie in den tiefen Horizonten der Rinnenschotter, auch ist das Sediment feinkörniger, doch besteht hier immerhin eine gewisse Übereinstimmung.

Da die Profilabschnitte A bis D nur Schichten in horizontaler Lagerung umfassen und Störungen irgendwelcher Art nicht nachgewiesen werden konnten, wurde dieser Profilbereich als „Krefelder Schichten“ in situ bezeichnet. Daß diese sich im Untergrund der Stauchmoränenwälle finden, deutet darauf hin, daß für die Schuppen und Schollen von „Krefelder Schichten“ in den Stauchmoränen nur sehr geringe Transportweiten angenommen werden können.

B. Aufgeschobene, in sich gestörte „Krefelder Schichten“
(vgl. Abb. 2: KKS 2)

Über den „Krefelder Schichten“ in situ folgt von 31,3 bis 22,0 m Teufe ein Bereich, in dem sich interglaziale Sedimente in stark gestörter Lagerung vorfinden. Die Sedimente bestehen in der Hauptsache aus Kalkgyttja. Darin eingeschaltet findet sich eine Feinsand-

bank, die bis 1 m mächtig sein kann. In der Kalkgyttja kommt Feinsand außerdem mehrfach in Form dünner Lagen und Linsen vor. Im oberen Teil des Profilbereichs treten auch einige Torflagen auf, die aber jeweils nur wenige cm Mächtigkeit erreichen.

Im Normalprofil können von oben nach unten folgende Schichten unterschieden werden:

- 22,0 —27,75 m Kalkgyttja mit dünnen Torf- und Feinsandlagen,
- 27,75—28,75 m Feinsand mit dünnen Tonlagen,
- 28,75—30,9 m Kalkgyttja,
- 30,9 —31,2 m Kalkgyttja mit Feinsandlinsen und -lagen,
- 31,2 —31,3 m sandstreifige Kalkgyttja mit ausgewalzten *Unio*-Klappen.

Die Lagerungsverhältnisse sind sehr unterschiedlich. Die tiefsten Schichten von 30,9 bis 31,3 m Teufe zeigen ein schwaches Einfallen von 5 bis 10° NE. In der darüberfolgenden Kalkgyttja steigt das Einfallen bis auf 20° NE an. Mit der mächtigeren Feinsandeinschaltung tritt alsdann eine Verfaltung der Schichten auf. Die Feinsandbank zeigt nur wenige Falten, bei denen der Abstand zwischen den Faltenachsen 1 bis 3 m beträgt. In der darüberlagernden Kalkgyttja findet sich dagegen eine Spezialfältelung im Dezimeter- und Zentimeterbereich. Flachgepreßte Holzstücke, die sich in der Kalkgyttja häufig auf Schichtflächen finden, haben diese Fältelung mitgemacht. Die Faltenachsen weisen im Mittelwert ein Streichen von 125° auf. Höhere Teile der Kalkgyttja zeigen keine Faltenbilder mehr, sondern nur noch ein Einfallen der Schichten von 60 bis 30° NE. Spitzwinklig abgeschnittene, steiler einfallende Schichten deuten darauf hin, daß in diesem Bereich Überschiebungen stattgefunden haben. Darauf weisen auch Rutschstreifen hin, die in diesem Abschnitt mehrfach zu beobachten waren. In sich sind die Schichten außerdem sehr stark verschuppt und verwürgt, so daß sie häufig nur einige Dezimeter weit verfolgt werden konnten.

Im gesamten Profilbereich zeigen Schichten und Faltenachsen ein generelles Streichen um 125°. Berücksichtigt man ferner das Einfallen der Schichten, so ist der vom Inlandeis bewirkte Druck hauptsächlich aus nordöstlicher Richtung herzuleiten. Auf diese Druckrichtung weist auch die Morphologie des Schaephuysener Höhenzuges im Bereich von Schacht Tönisberg hin (vgl. Abb. 1).

Die Kalkgyttja lieferte in reichem Maße pflanzliche und tierische Fossilien; ebenso die eingeschalteten tonigen Torfe. Die Feinsande waren dagegen fossilleer, obgleich sie in ihrem Aussehen den fossilführenden Sanden der „Krefelder Schichten“ in situ weitgehend entsprachen.

Die aufgeschobenen, in sich gestörten „Krefelder Schichten“ werden überlagert und damit abgegrenzt gegen den darüber folgenden Profilbereich (K K S 3) durch eine im Durchschnitt 25 cm mächtige Grobsandbank. Der Grobsand ist bräunlich gefärbt und entspricht damit den Hangenden Kiesen und Sanden von Schacht Tönisberg, die der Unteren Mittelterrasse zuzuordnen sind. Die Grobsandbank ist in der Schachtmittle flexurartig gebogen, so daß sich ein Einfallen ergibt, welches zwar überwiegend bei 30° NE liegt, stellenweise aber bis zu 80° NE erreichen kann. Im Bereich der Flexur konnten an einigen Stellen steil einfallende Abscherungsflächen beobachtet werden, die mit tonigem Material belegt sind und im Profil Grobsand scharf von Grobsand trennen. Abgescherter Grobsandschollen endigen stumpf in der hangenden Kalkgyttja. In der NW-SE-Richtung konnte in der Grobsandbank eine Bruchschollentektonik im Kleinen beobachtet werden. Die Verwerfungsflächen waren nicht mit Tonmaterial belegt; sie grenzten die einzelnen Schollen scharf gegeneinander ab. Alle Erscheinungen deuten darauf hin, daß bei der Aufschiebung des darüber folgenden Profilbereichs (K K S 3) die Grobsandbank im gefrorenen Zustand durch Druck stark beansprucht worden ist.

C. Aufgeschobene, in sich ungestörte „Krefelder Schichten“
(vgl. Abb. 2: KKS 3)

Dieser höchste Profilvereich der „Krefelder Schichten“ von 22 bis durchschnittlich 17 m Teufe ist eindeutig als Ganzes aufgeschoben worden.

Im Normalprofil können von oben nach unten folgende Ablagerungen unterschieden werden:

von 16,75 bzw. 17,0	—17,6 m	Kalkgyttja,
	17,6 —18,05 m	toniger Torf,
	18,05—20,15 m	Kalkgyttja,
	20,15—20,45 m	Feinsand,
	20,45—22,0 m	Kalkgyttja.

Die Oberfläche des Profilvereiches ist unregelmäßig. Die Kalkgyttja ist an und nahe der Oberfläche infolge Oxydation verändert. Sie zeigt Braunfärbung, geringeren Kalkgehalt und weitgehende Zersetzung des Fossilinhaltes. Ansonsten gleichen die Sedimente den bisher beschriebenen. Mit Ausnahme des Feinsandes sind alle übrigen Ablagerungen reich an Fossilien. Horizontierte Proben wurden von diesem Profilvereich in lückenloser Folge entnommen. Die Mehrzahl davon wurde u. a. auch pollenanalytisch untersucht (vgl. Kap. IV. 2. B.).

Die Schichten fallen bei einem Streichen von 140 bis 170° mit 25 bis 30° NE ein. Rutschstreifen, die gelegentlich auf Schichtflächen beobachtet wurden, deuten darauf hin, daß mit einigen schichtparallelen Gleitungen gerechnet werden muß. Andere Störungen waren in diesem Profilvereich nicht nachzuweisen, so daß die Schichtenfolge als ursprüngliche Sedimentationsfolge angesehen werden kann.

Mit Ausnahme des Feinsandes sind alle übrigen Schichten wasserstauend. Als Sohl-schicht verursachen sie einen zweiten, oberen Grundwasserhorizont. Dieses oberflächen-nahe Grundwasser hat im Bereich des Schaephusener Höhenzuges zwar nur die östliche Hälfte als Einzugsgebiet. Da die Sohl-schicht stark geneigt ist und von grobkörnigem Material überlagert wird, können sich jedoch — besonders in niederschlagsreichen Jahren — starke Wasserbewegungen ergeben. Diese Tatsache war z. B. beim Abteufen von Schacht Tönisberg ein großes Hindernis.

3. Hangende Kiese und Sande (Untere Mittelterrasse)

Dieser Profilvereich von Schacht Tönisberg erstreckt sich von etwa 17 m bis 1,05 m Teufe; er war nahezu abgeteuft, als dem Verfasser die vorliegende Arbeit übertragen wurde.

Das Profil wurde ohne Probenentnahme durch Herrn Vermessungssteiger G. HENNIG von der Markscheiderei der N.B.A.G. aufgenommen, wobei er von oben nach unten folgende Schichten unterschieden hat:

1,05—	1,15 m	Kies,
1,15—	3,25 m	sandiger Lehm,
3,25—	4,10 m	unsauberer Grobkies,
4,10—11,30 m		ungleichmäßige Lagerung von unsauberen lehmigen Sanden und Kiesen, teilweise mit grünblauem Ton in Linsen und Lagen von gelbbraunem Fein- und Mittelsand,
11,30—12,40 m		gelbbrauner Feinsand,
12,40—12,60 m		schwarzblauer sandiger Ton,
12,60—13,65 m		blaugrauer Ton mit unreinen gelben Tonbändern,
13,65—14,45 m		gelbbrauner Feinsand mit Feinkieslagen,
14,45—17,00 m		Fein- und Mittelkies, der in gelbbraunen Mittel- und Grobsand mit Linsen von graublauem Ton übergeht.

Die Schichten der Hangenden Kiese und Sande sind durch die stauchende Wirkung des saale-zeitlichen Inlandeises (Drenthe-Vorstoß) in ihrer Lagerung gestört. Wie andere Aufschlüsse in der Umgebung von Schacht Tönisberg zeigen, kann sich die Schichtenfolge in diesem Profilvereich auf kurze Entfernung sehr stark ändern. Eine detaillierte Profilbeschreibung ist daher nur dort sinnvoll, wo sich diese Ablagerungen im ungestörten Schichtenverband vorfinden.

Die Sedimente der Hangenden Kiese und Sande sind durch Kiesgruben an den Rändern der Stauchmoränenwälle und Inselberge bereits häufig aufgeschlossen worden. Auf Grund der bisherigen Untersuchungen (Geröllbestand, Gehalt an Schwermineralien) werden diese Sedimente als Ablagerungen der Unteren Mittelterrasse angesehen.

Im Profil von Schacht Tönisberg unterscheiden sich die Hangenden Kiese und Sande (Untere Mittelterrasse) von den Liegenden Kiesen und Sanden (Mittlere Mittelterrasse) durch folgende Merkmale:

- die Sedimente sind überwiegend bräunlich gefärbt,
- der Quarzanteil der Fraktion >6 mm liegt im Mittelwert bei 40%,
- eine sekundäre Fossilführung ist nicht vorhanden,
- in den obersten Schichten finden sich nordische Geschiebe.

In dem aus Schacht Tönisberg und den Aufschlüssen der näheren Umgebung stammenden Material der Unteren Mittelterrasse fanden sich als einwandfreie nordische Geschiebe nur solche von Rapakiwi-Granit, deren größtes etwa 40 x 60 cm maß.

Bemerkenswert ist noch, daß sich in den Hangenden Kiesen und Sanden zwei große Blöcke fanden, die aus dem Gebiet südlich des jetzigen Fundorts stammen: ein Braunkohlenquarzitblock von 60 x 100 cm Größe und ein Block von 120 x 140 cm Größe, der aus sandigem Tonschiefer bestand.

Überlagert werden die Ablagerungen der Unteren Mittelterrasse in Schacht Tönisberg von einem etwa 100 cm mächtigen Löß. Dieser Löß ist auf größere Erstreckung zu verfolgen. Seine Mächtigkeit ist allerdings sehr unterschiedlich; sie schwankt zwischen 30 und 300 cm. Da die geringsten Mächtigkeiten auf den kleinen Erhebungen des Schaephuysener Höhenzuges, die größten Mächtigkeiten dagegen an seinen Flanken zu beobachten sind, ist es sehr wahrscheinlich, daß ein Teil des ursprünglich sedimentierten Lößmaterials als Schwemmlöß die Hohlformen zusedimentiert hat, welche sich an den Flanken des Höhenzuges befanden.

III. Die sekundäre Fossilführung der Mittleren Mittelterrasse

Bereits bei der Probenentnahme konnte in mehreren Schichtgliedern der Liegenden Kiese und Sande eine Fossilführung erkannt werden. Es handelte sich in allen Fällen um umgelagerte Fossilien auf sekundärer Lagerstätte.

Um diese Fossilführung genauer kennenzulernen, wurde von allen Proben aus diesem Profilvereich zunächst die Fraktion >6 mm ausgelesen. Die umfangreicheren Fraktionen 6—2 mm und 2—0,6 mm wurden dann mit Hilfe von Tetrachlorkohlenstoff in eine leichte und eine schwere Fraktion zerlegt. Davon wurde die leichte Fraktion ausgelesen; bei der schweren Fraktion wurde jeweils nur noch eine Stichprobe auf Fossilführung gemacht.

Das Ergebnis dieser Untersuchungen ist, daß sich die sekundäre Fossilführung aus drei verschiedenen Komponenten zusammensetzt: 1. Fossilien aus marinem Tertiär, 2. Fossilien aus limnisch-terrestrischem Tertiär und 3. Fossilien aus limnisch-terrestrischem Pleistozän. Die einzelnen Komponenten werden nachfolgend ausführlich besprochen.

1. Fossilien aus marinem Tertiär

Der überwiegende Teil der sekundären Fossilführung besteht aus Resten einer marinen Tertiär-Fauna. Sie fand sich vor allem in den Profilschnitten 1 und 2; aber auch in den Abschnitten 3, 5 und 6 kamen solche Fossilien noch vor. Die Erhaltung ist nicht besonders

gut. Zu einem großen Teil fanden sich nur Schalenbruchstücke, die außerdem mehr oder weniger starke Spuren von Abrollung sowie kreidige Verwitterung zeigten. Trotzdem waren die Reste aber noch so charakteristisch, daß eine große Zahl von Arten eindeutig bestimmt werden konnte (vgl. Tabelle 4).

Tabelle 4

Fossilien aus marinem Tertiär, welche in den Sedimenten der Mittleren Mittelterrasse von Schacht Tönisberg auf sekundärer Lagerstätte gefunden wurden (unter Profilabschnitt 1 ist hier vor allem der Kiesanteil zu verstehen).

Fossilien	Profilabschnitt der Mittleren Mittelterrasse					Zahl der Exemplare
	1	2	3	5	6	
Lamellibranchiaten:						
<i>Nucula</i> sp.	×					2
<i>Nuculana westendorpi</i> (NYST)		×				2
<i>Yoldia glaberrima</i> (v. MÜNSTER)		×				2
<i>Anadara diluvii speyeri</i> (SEMPER)	×					1
<i>Glycimeris philippii</i> (DESHAYES)	×	×				4
<i>Limopsis</i> cf. <i>aurita</i> (BROCCHI)		×				7
<i>Chlamys ambigna</i> (PHILIPPI)	×					2
<i>Chlamys</i> sp.	×	×	×			15
<i>Pecten</i> sp.	×	×	×			3
<i>Palliolum</i> sp.		×				1
<i>Astarte concentrica</i> GOLDFUSS		×				5
<i>Astarte koeneni</i> SPEYER		×				1
<i>Astarte pygmaea</i> (v. MÜNSTER)		×				1
<i>Cardita orbicularis</i> (SOWERBY)	×	×				3
<i>Cyprina rotundata</i> AGASSIZ	×	×				2
<i>Phacoides borealis</i> (LINNE)	×	×				3
<i>Cavilucina schloenbachi</i> (v. KOENEN)		×				1
<i>Laevicardium cingulatum</i> (GOLDFUSS)	×	×				3
<i>Cardium kochi</i> SEMPER		×				1
<i>Panopea</i> sp.		×				1
<i>Varicorbula gibba</i> (OLIVI)	×	×	×			16
Holz mit Bohrgängen von <i>Teredo</i>		×				1
Scaphopoden:						
<i>Dentalium kidexi</i> NYST	×	×	×			20
<i>Dentalium polypleurum</i> SEIFERT	×	×				4
Vermes:						
<i>Ditrupa incurva</i> RENIER		×				2
Gastropoden:						
<i>Haustator geinitzi</i> (SPEYER)	×	×				20
<i>Ecphora</i> cf. <i>koeneni</i> GOERGES	×					1
Crustaceen:						
<i>Balanus stellaris</i> BRONN	×	×	×	×	×	14
Ostrakoden	×			×		4
Coelenteraten:						
<i>Caryophyllia granulata</i> v. MÜNSTER	×	×				3
Foraminiferen:						
u. a.: <i>Elphidium subnodosum</i> (v. MÜNSTER)	×	×	×	×	×	100
<i>Palmula oblonga</i> (v. MÜNSTER)			×	×		4
<i>Frondicularia cuneata</i> (v. MÜNSTER)			×			1
<i>Lenticulina arcuata</i> (PHILIPPI)		×	×			5
<i>Lenticulina gladia</i> (PHILIPPI)			×			1
Otolithen:						
		×				2

Im wesentlichen handelt es sich bei diesen Fossilien um Lamellibranchiaten. Daneben kommen in geringerer Arten- und Individuenzahl auch Vermes, Gastropoden, Scaphopoden, Crustaceen, Coelenteraten, Foraminiferen und Otolithen vor. Mit Ausnahme von *Ecphora* cf. *koeneni* GOERGES 1952 konnten alle gefundenen Arten auch im Liegenden der Mittleren Mittelterrasse in den oberoligozänen Meeressanden von Schacht Tönisberg auf primärer Lagerstätte nachgewiesen werden. Bei *Ecphora koeneni* handelt es sich ebenfalls um eine oberoligozäne Art; weil diese im vorliegenden Fall aber nicht eindeutig bestimmt werden konnte, für die Bestimmung hingegen auch eine miozäne Art in Betracht kommt, wurde sie vorstehend besonders erwähnt. Die sicher bestimmten Arten lassen jedenfalls den Schluß zu, daß ausschließlich marines Oberoligozän aufgearbeitet wurde. Das Vorkommen von *Chlamys ambigna* (PHILIPPI) weist nach H.-J. ANDERSON (1958) auf Ober-Eochatt hin.

Es ist demnach anzunehmen, daß sich die primäre Lagerstätte der marinen Tertiär-Fauna nicht weit von ihrem jetzigen Fundort befand. Bei der Tiefenerosion des Rheins zur Zeit der Mittleren Mittelterrasse wurden die obersten Schichten des Untergrundes, der aus marinen Meeressanden des Tertiärs besteht, aufgearbeitet. Die darin enthaltenen Fossilien wurden einige 100 m bis wenige km weit transportiert und kamen dann in den Sedimenten der Mittleren Mittelterrasse zur Ablagerung.

Andere Vorkommen im Niederrheingebiet mit einer gleichartigen, teilweise noch reichhaltigeren sekundären Fossilführung wurden bereits von E. KÖNIGS (1893/94, 1895) und A. STEEGER (1913a) bekanntgemacht. Diese und einige weitere Vorkommen, welche in neuerer Zeit durch Bohrungen erschlossen wurden, finden in Kapitel III. 4. eine eingehende Besprechung.

2. Fossilien aus limnisch-terrestrischem Tertiär

Pflanzenreste fanden sich mit einigen Lücken im ganzen Profilbereich der Mittleren Mittelterrasse. Ihr Vorkommen richtete sich im Gegensatz zu den marinen Tertiärfossilien, die zum größten Teil in den Kiesbänken vorkamen, nach dem Vorherrschen der sandigen Sedimentkomponente. Besonders angereichert kamen sie in den Profilabschnitten 4 und 7 vor. In den meisten Fällen handelte es sich um Pflanzenreste, die auf Schicht- oder Schrägschichtungsflächen (vgl. E. K. KEMPF 1963: Taf. 3, Fig. 1) zusammenschwemmt worden sind, wo sie Linsen von wenigen cm Mächtigkeit und einigen dm Erstreckung bilden. In einem Fall war auch eine kleine Erosionsrinne in der Oberfläche einer Kiesbank mit Sand und Pflanzenresten zusedimentiert worden. Jedenfalls befinden sich die Pflanzenreste immer eindeutig auf sekundärer Lagerstätte.

Besonders auffällig waren bereits bei der Profilaufnahme im Schacht die vielen Gerölle von stark inkohltem Holz und von Braunkohle, so daß alle eingeschwemmten Pflanzenreste zunächst als aufgearbeitetes Braunkohlentertiär angesehen wurden. Die genaueren Untersuchungen ergaben jedoch, daß neben sicheren Resten aus dem Braunkohlentertiär ebenso sichere Reste aus interglazialen Pleistozän-Ablagerungen unter den Pflanzenfossilien zu finden waren.

Als Reste aus aufgearbeitetem Braunkohlentertiär sind vor allem die zahlreichen Gerölle von Lignit, Metalignit und Braunkohle anzusehen. Die Bezeichnungen Lignit und Metalignit werden im Sinne von F. KIRCHHEIMER (1937) gebraucht. Als Lignit werden demnach Stücke angesprochen, bei denen im Bruch die Holzstruktur noch gut zu erkennen ist; beim Metalignit weist die Bruchfläche starken Glanz auf und läßt makroskopisch die Holzstruktur nicht mehr erkennen.

Neben diesen Gerölln konnten die Samen folgender Tertiärpflanzen bestimmt werden: *Stratiotes kaltennordheimensis* (ZENKER) KEILHACK, *Stratiotes websteri* (BROGNIART) ZINNDORF, *Brasenia victoria* (CASPARY) WEBERBAUER. Ferner fanden sich Pilzfruchtkörper von *Rosellinites areolatus* (FRESENIUS & v. MEYER) KIRCHHEIMER. Von den aus pleisto-

zänen Sedimenten stammenden Pflanzenresten unterscheiden sich die vorstehend angeführten bereits im Aussehen durch die wesentlich stärkere Inkohlung. Eine Übersicht, in welchen Profilabschnitten der Mittleren Mittelterrasse die einzelnen tertiären Pflanzenreste gefunden wurden, ergibt sich aus Tabelle 5.

Tabelle 5

Pflanzenreste aus limnisch-terrestrischem Tertiär, welche in den Sedimenten der Mittleren Mittelterrasse von Schacht Tönisberg auf sekundärer Lagerstätte gefunden wurden.

Pflanzenreste	Profilabschnitte der Mittleren Mittelterrasse							Zahl der Exemplare
	1	2	3	4	5	7	8	
Gerölle von Lignit, Metalignit und Braunkohle	×	×	×	×	×	×	×	100
<i>Stratiotes kaltennordheimensis</i>				×	×			2
<i>Stratiotes websteri</i>					×	×	×	4
<i>Stratiotes</i> sp. (Formenkreis: <i>websteri</i> — <i>kaltennordheimensis</i>)				×	×		×	12
<i>Brasenia victoria</i>				×				1
<i>Rosellinites areolatus</i>						×	×	4

Die primäre Lagerstätte der angeführten Pflanzenreste wird man kaum jemals eindeutig ermitteln können. Naheliegender ist natürlich, die Fossilien aus dem Braunkohlentertiär der Niederrheinischen Bucht herzuleiten.

Die Gerölle von Lignit, Metalignit und Braunkohle dürften ursprünglich wohl dem Braunkohlen-Hauptflöz entstammen. Solche Gerölle finden sich auch in den jungtertiären Deckschichten der Braunkohle bereits auf sekundärer Lagerstätte, so daß bei diesen mit einer mehrfachen Umlagerung gerechnet werden muß.

Die Samen von *Stratiotes kaltennordheimensis* sind im niederrheinischen Braunkohlentertiär noch nicht eindeutig nachgewiesen worden. Zwar kennt man *Stratiotes*-Samen aus tonigen Einschaltungen nahe der Basis des Hauptflözes, welche als *Stratiotes* cf. *kaltennordheimensis* bestimmt wurden (H. WEYLAND, P. W. THOMSON & H. MANKE 1954; P. W. THOMSON 1958), doch müssen diese Bestimmungen überprüft werden, um die wirklich vorliegende Art zu ermitteln. Sicher nachgewiesen wurde die Art dagegen im Miozän von Westerbürg im Westerwald.

Die Samen von *Stratiotes websteri* sind bisher aus den Sedimenten der Niederrheinischen Bucht nicht bekannt geworden. Sie sind vielleicht aus dem Cyrenen-Mergel des Mainzer Beckens herzuleiten, wo die Art in Westdeutschland bisher ausschließlich nachgewiesen wurde.

Samen von *Brasenia* wurden in der Niederrheinischen Bucht bisher vom Swisterberg bei Weilerswist (H. GREBE 1955) und von Brunssum (C. & E. M. REID 1915) beschrieben. Ferner wurde von G. SCHULTZ (1962) aus dem Tagebau Victor bei Zülpich ein Fund von ? *Brasenia purpurea* MICHEAUX gemeldet, doch ist bei diesem Samen vorerst nur sicher, daß er von einer Nymphaeacee stammt; mit *Brasenia purpurea* oder *Brasenia victoria* ist er keinesfalls identisch. Außerdem kommen die Früchte und Samen, die G. SCHULTZ anführt, selbst schon auf sekundärer Lagerstätte vor, weil sie — ähnlich wie bei den Vorkommen nahe Düren — in Sande eingeschwemmt sind, welche die Braunkohle überlagern. Möglicherweise kann der Same von *Brasenia victoria* aus Schacht Tönisberg vom Swisterberg bei Weilerswist hergeleitet werden. Es muß allerdings bemerkt werden, daß der vorliegende Same eine wesentlich stärkere Inkohlung zeigt als die von dort bekannten.

Die Pilzfruchtkörper von *Rosellinites areolatus* kommen im Tertiär der Niederrheinischen Bucht vor. Sie wurden bisher bei Brunssum (C. & E. M. REID 1915) und sekundär in den Decksanden der Braunkohle bei Düren (Aufsammlungen des Verfassers) nachgewiesen.

Von den tertiären Pflanzenresten, die in den Sedimenten der Mittleren Mittelterrasse von Schacht Tönisberg gefunden wurden, sind die Samen von *Stratiotes kaltenordheimensis* bereits sekundär aus pleistozänen Sedimenten gemeldet worden.

Aus der Niederrheinischen Bucht liegt nur eine Fundmeldung vor. Im Jahr 1931 fand K. BERTSCH (K. BERTSCH, A. STEEGER & U. STEUSLOFF 1931) in dem Material einer Bohrung bei Neuwerk in einer geringmächtigen Schicht mit Pflanzenresten, die in eine Feinkies-Bank einer Mittelterrasse eingeschaltet war, zwei Samen der Gattung *Stratiotes*. R. KRÄUSEL bestimmte einen Samen als *Stratiotes aloides*, den anderen als *Stratiotes kaltenordheimensis*. Die Bestimmung des letztgenannten Samens wurde später von

Tabelle 6

Pflanzenreste aus limnisch-terrestrischem Pleistozän, welche in den Sedimenten der Mittleren Mittelterrasse auf sekundärer Lagerstätte gefunden wurden (unter Profilschnitt 1 ist hier nur der Sandanteil zu verstehen).

Pflanzenarten:	Profilschnitte der Mittleren Mittelterrasse								Zahl der Exemplare	Gefundene Pflanzenteile
	1	2	3	4	5	6	7	8		
<i>Campylium stellatum</i> (SCHREBER)	×			×	×			×	40	Blättchen
<i>Ranunculus</i> sp.					×				1	Nüßchen
<i>Ranunculus aquatilis</i> LINNE				×					1	Nüßchen
<i>Ranunculus lingua</i> LINNE				×					1	Nüßchen
<i>Ranunculus cf. repens</i> LINNE							×	×	2	Nüßchen
<i>Ceratophyllum demersum</i> LINNE				×				×	1	Nuß
<i>Prunus spinosa</i> LINNE								×	3	Blattzähne
<i>Trapa natans</i> LINNE				×				×	1	Steinkern
<i>Myriophyllum</i> sp.				×				×	2	Dornenspitzen
<i>Hippuris vulgaris</i> L.								×	2	Steinkerne
<i>Alnus</i> sp.								×	1	Nuß
								×	3	Nüßchen
								×	3	Zapfenspindeln
<i>Betula pubescens</i> EHRH.								×	11	Nüßchen
									5	Fruchtschuppen
<i>Urtica cf. urens</i> L.								×	1	Nüßchen
<i>Lycopus europaeus</i> L.								×	1	Teilfrucht
<i>Sagittaria sagittifolia</i> LINNE								×	1	Same
<i>Stratiotes intermedius</i> (HARTZ) CHANDL.				×				×	2	Samen
<i>Potamogeton</i> sp.	×			×				×	24	Steinkerne
<i>Potamogeton pusillus</i> LINNE								×	1	Steinkern
<i>Scirpus lacustris</i> L.	×	×	×	×	×	×	×	×	23	Nüßchen
<i>Carex</i> sp.	×	×		×				×	6	Nüßchen

R. KRÄUSEL (1937) revidiert; in Wirklichkeit handelte es sich um einen Samen von *Stratiotes intermedius*. Diese Fundmeldung erwies sich also als nicht zutreffend.

Zutreffende Fundmeldungen liegen dagegen aus den Niederlanden und aus Dänemark vor. Im Jahr 1942 berichteten F. FLORSCHÜTZ & F. P. JONKER ohne weiteren Kommentar über den Fund einiger Samen von *Stratiotes kaltennordheimensis* in der Niederterrasse bei Haarlem. Ein Same wurde abgebildet, wonach die Bestimmung als sicher anzusehen ist. Ebenso eindeutig dürfte der Fund solcher Samen in den pleistozänen Amber-Pine-Beds von Dänemark sein (Valby Bakke bei Kopenhagen), über die N. HARTZ (1909) berichtete.

3. Fossilien aus limnisch-terrestrischem Pleistozän

Die übrigen Pflanzenreste, in der Mehrzahl Früchte und Samen, entstammen interglazialen Pleistozän-Ablagerungen. Für diese Ansicht spricht neben der geringen Inkohlung der Pflanzenreste auch die artliche Zusammensetzung der Flora, welche aus Tabelle 6 ersichtlich ist.

Mit Ausnahme von *Betula pubescens* EHRH. fanden sich alle übrigen Pflanzenarten auch in den holstein-interglazialen Sedimenten von Schacht Tönisberg.

Die gefundenen Fossilien geben keinen eindeutigen Hinweis auf die altersmäßige Stellung der pleistozänen Ablagerungen, aus denen sie ursprünglich herzuleiten sind. Da die Sedimente der Mittleren Mittelterrasse, in denen diese Fossilien sekundär auftreten, von den meisten Autoren in den Endabschnitt der Elster-Kaltzeit eingestuft werden, müßte für die Pflanzenreste eine Herkunft aus prae-holstein-zeitlichen Interglazial-Ablagerungen angenommen werden. Die artliche Zusammensetzung der Flora spricht aber mehr für ein holstein-interglaziales Alter der primären Sedimente. Es ergibt sich hier also ein Hinweis dafür, daß zumindest höhere Teile der Mittleren Mittelterrasse erst im Holstein-Interglazial zur Ablagerung kamen. Für diese Annahme spricht auch der allmähliche Übergang von den Sedimenten der Mittleren Mittelterrasse zu den eindeutig interglazialen Sedimenten, wie er in Schacht Tönisberg zu beobachten war. Gegen eine Einstufung der gesamten Mittleren Mittelterrasse in das Holstein-Interglazial spricht eigentlich nur der Profilschnitt 6 mit den auflagernden Tonblöcken, für deren Transport Eisschollen-Drift unter kaltzeitlichen Bedingungen angenommen werden könnte. Allerdings ist es ebenso gut möglich, daß ein solcher Block-Transport durch Eisgang während eines extremen Winters im Interglazial erfolgte.

Auf jeden Fall bestehen sehr enge Beziehungen zwischen den Ablagerungen der Mittleren Mittelterrasse und denen des Holstein-Interglazials. Die in den höheren Schichten der Mittleren Mittelterrasse vor allem sekundär auftretenden Pleistozän-Fossilien, von denen einige (z. B. *Trapa natans* und *Stratiotes intermedius*) eindeutig interglazialen Charakter besitzen, sprechen dafür, daß im frühen Holstein-Interglazial eine Zeitlang ein Wechsel von Sedimentation und Erosion stattgefunden hat. Ein weiterer Hinweis auf diese Möglichkeiten ergibt sich aus dem Profil der pleistozänen Schichten von Schacht Pattberg 1 bei Repelen (vgl. Kap. III. 4. B.).

4. Folgerungen auf Grund der sekundären Fossilführung

A. Zur Verbreitung der Rinnenschotter

Die erodierende Tätigkeit des Rheins erreichte im Niederrheingebiet kurz vor Ablagerung der Rinnenschotter (Mittlere Mittelterrasse) die größte Tiefe. In jüngeren Zeiten wurde dieses tiefe Niveau nicht mehr erreicht, was vielleicht durch tektonische Absenkung des Gebietes begünstigt wurde. Die sekundäre Führung mariner Tertiär-Fossilien, die aus dem Untergrund der näheren Umgebung herzuleiten ist, darf daher in Verbindung mit anderen Eigenschaften (vgl. Kap. II. 1. C.) im Niederrheingebiet nördlich der Terrassenkreuzung als ein charakteristisches Merkmal der Rinnenschotter angesehen werden.

A. QUAAS (1917), der diese durch E. KÖNIGS (1893/94, 1895) und A. STEEGER (1913a) bekanntgewordene sekundäre Fossilführung vom Viersener Horst herleitete, warnte davor, die sekundäre Fossilführung als ein leitendes Merkmal zu verwenden, weil weitere mögliche Umlagerungen am Material nicht zu erkennen seien.

Diesen warnenden Ansichten ist zu entgegenen:

1. Die sekundäre Fossilführung entstammt nicht dem Viersener Horst, sondern dem tertiären Untergrund der pleistozänen Sedimente; aus diesem Grund ist für nördlichere Teile des Niederrheingebietes, wo die oberoligozänen Sedimente von marinen Ablagerungen des Miozäns überlagert werden, als sekundäre Fossilführung eine dem marinen Miozän entstammende zu erwarten.

2. Die Ablagerungen der Mittleren Mittelterrasse liegen im Niederrheingebiet nördlich der Terrassen-Kreuzung mit wenigen Ausnahmen so tief, daß sie von jüngeren Erosionen des Rheins nicht wieder erreicht wurden. Die Möglichkeit weiterer Umlagerungen des Materials war daher sehr gering.

3. Eine weitere Umlagerung der sich bereits auf sekundärer Lagerstätte befindlichen Fossilien aus dem marinen Tertiär würde vermutlich zu deren Zerstörung geführt haben; jedenfalls wäre höchstens noch ein vereinzelt Auftreten solcher Fossilien zu erwarten.

Nachfolgend werden Terrassensedimente des Rheins von mehreren Stellen im Niederrheingebiet als Ablagerungen der Mittleren Mittelterrasse gedeutet, weil sie sekundär Fossilien aus marinem Tertiär führen. Nach Möglichkeit werden außer dieser sekundären Fossilführung auch andere charakteristische Merkmale der Rinnenschotter bei der stratigraphischen Eingliederung solcher Vorkommen hinzugezogen, z. B. die Überlagerung durch das Holstein-Interglazial oder die Lage der Basis des Schichtenverbandes in bezug auf Normalnull, um auf diese Weise eine größtmögliche Sicherheit zu erreichen. Es ergibt sich aus diesen Deutungen, daß die Rinnenschotter in nördlicher Richtung weiter als bisher verfolgt werden können.

Erstmals berichtete E. KÖNIGS (1893/94, 1895) über marine Tertiär-Fossilien auf sekundärer Lagerstätte. Er fand sie nördlich von Krefeld in pleistozänen Kiesen und Sanden des Egelsberges (vgl. Abb. 1), die bis heute keine genaue zeitliche Einstufung erfahren haben. Aus dem reich gesammelten Fossilmaterial, welches zum großen Teil eine ähnliche kreibige Verwitterung wie die Mehrzahl der Exemplare aus Schacht Tönisberg aufwies, konnte E. LIENENKLAUS (in E. KÖNIGS 1893/94, 1895) über 100 Arten bestimmen. Mit Ausnahme der mitteloligozänen *Leda deshayesiana* (DUCH.), die wahrscheinlich falsch bestimmt und mit *Leda gracilis* DESHAYES [= Synonym von *Nuculana westendorpi* (NYST)] verwechselt wurde, entstammen alle Arten dem marinen Oberoligozän des Untergrundes.

Die Angaben, die E. KÖNIGS (1893/94, 1895) über die Lage seiner Fundpunkte gemacht hat, lassen darauf schließen, daß sich die Fundschichten an der Westseite des Egelsberges in einer Höhe zwischen 28,5 und 38,0 m ü.N.N. befunden haben müssen (vgl. Abb. 3). Daß es sich trotz dieser relativ hohen Lage um Ablagerungen der Mittleren Mittelterrasse handeln kann, ergibt sich aus dem Nachweis, daß die Tertiäroberfläche im Bereich des Egelsberges mit 24,7 bis 26,5 m ü.N.N. über 20 m höher liegt, als es normalerweise im Arbeitsgebiet der Fall ist. Die Rinnenschotter sind hier also mitsamt dem tertiären Untergrund durch Gletscherstauung oder wahrscheinlicher durch bruchtektonische Vorgänge in eine höhere Lage gebracht worden.

Über weitere Vorkommen mariner Tertiärfossilien auf sekundärer Lagerstätte berichtete A. STEEGER (1913a). Er konnte sie an folgenden Stellen der Niederrheinischen Bucht nachweisen (vgl. Abb. 1): im unteren Bereich der „Hauptterrasse“ des Hülsers Berges in der südlichen Carstanjenschen Kiesgrube, am Nordende des Schaephuysener Höhenzuges in der Kiesgrube südlich vom Oermter Berg, am Niersenberg, am Monreberg bei Kalkar

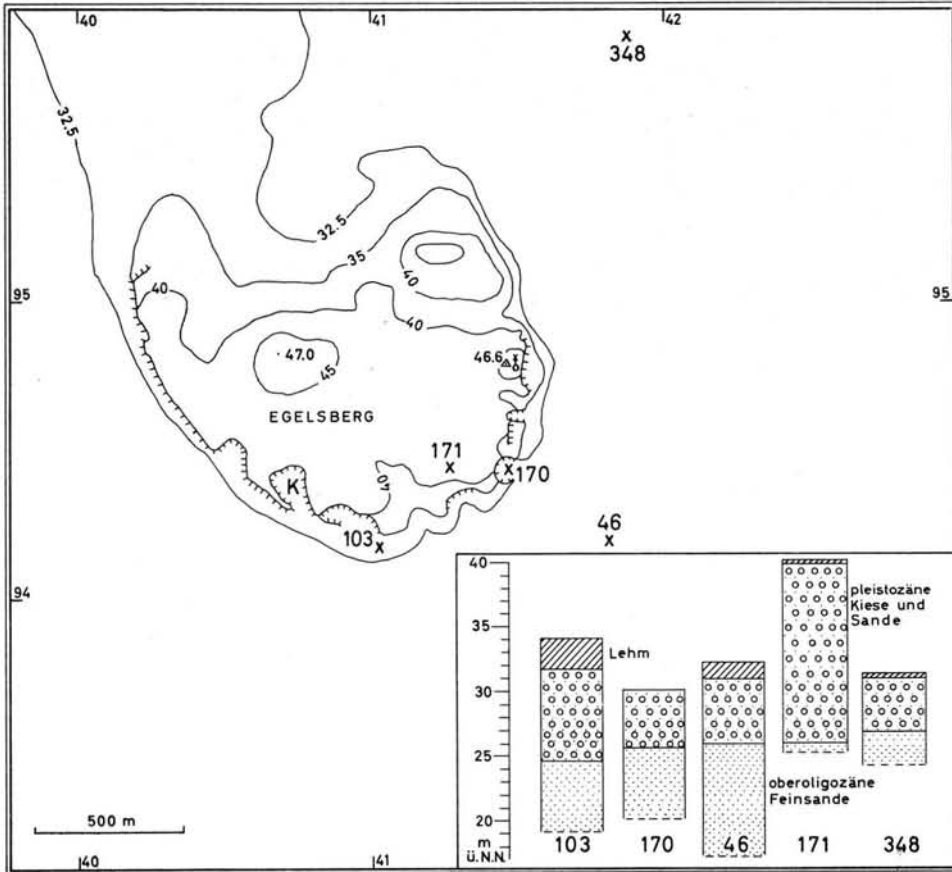


Abb. 3. Der Egelsberg bei Krefeld und Bohrprofile aus seiner Umgebung. K = vermutliche Fundstelle von E. KÖNIGS, x 170 = Lage und Nummer der Bohrung.

(= Kalkarberg?) und am Westrande der Bönninghardt. Am Oermter Berg, Niersenberg und Monreberg kamen die Fossilien in stark gestörten Schichten vor, so daß eine Abgrenzung gegen die übrigen Schichten nicht möglich war. Am Hülsler Berg und an der Bönninghardt dagegen konnte eindeutig festgestellt werden, daß die sekundäre Fossilführung den liegenden, hellen, quarzreichen Kiesen eigen ist, wogegen darüber ein bräunlicher, verlehmteter, fossilfreier Kies liegt.

A. STEEGER konnte zunächst also nachweisen, daß ebensolche Ablagerungen wie die vom Egelsberg auch weiter nördlich vorkommen. Er schloß daraus, daß es sich bei den Ablagerungen vom Egelsberg nicht um eine Einzelercheinung handele, sondern vielmehr um einen Erosionsrest eines ehemals weit verbreiteten zusammenhängenden Rheinschotter, der sich am Aufbau der Inselberge nicht unwesentlich beteiligte. Wie das Pleistozän-Profil von Schacht Tönisberg zeigt, entsprechen die liegenden, hellen, quarzreichen Kiese den Ablagerungen der Mittleren Mittelterrasse.

Im Jahr 1927 beschrieb A. STEEGER (1927b) die pleistozänen Schichten aus dem Pattberg-Schacht 1, der bei Repelen, nordwestlich von Moers, abgeteuft wurde. In den untersten Abschnitten des Profils konnte ebenfalls eine sekundäre Fossilführung nachgewiesen werden. Überhaupt zeigt die untere Hälfte des Profils so viel Ähnlichkeit mit dem Profil der Liegenden Kiese und Sande von Schacht Tönisberg, daß an einer Gleichstellung

dieser beiden Horizonte nicht gezweifelt werden kann. Eine eingehende stratigraphische Umdeutung des Pleistozän-Profiles von Pattberg-Schacht 1 bei Repelen erfolgt in Kapitel III. 4. B.

Die Ablagerungen der Mittleren Mittelterrasse konnten auf Grund ihrer tiefen Lage in bezug auf Normalnull und der bezeichnenden sekundären Fossilführung ferner in vielen Bohrungen der letzten Jahrzehnte nachgewiesen werden. Im Bereich der Stadt Krefeld handelt es sich zum Beispiel um die Bohrungen der Punkte R 37497/H 89718 und R 37330/H 90000; zwischen Egelsberg und Hülser Berg um die Bohrung Klieber der N.B.A.G. (R 38550/H 94055); im Bereich des Schaephuysener Höhenzuges um die Bohrungen der Punkte R 34600/H 97470, R 35775/H 97870, R 35690/H 98080, R 35410/H 98170, R 34300/H 00970 und des Punktes R 33180/H 01895. Vorstehend wurden nur Bohrungen erwähnt (Schichtenverzeichnisse im Archiv des Geologischen Landesamtes in Krefeld), die Profile erschlossen haben, welche nach den verschiedensten Merkmalen mit dem Profil der Rinnenschotter aus Schacht Tönisberg übereinstimmen. Die Zahl solcher Bohrungen hätte größer sein können, wenn die Schichtenverzeichnisse von Geologen und nicht von Bohrmeistern aufgestellt worden wären.

Jedenfalls sind die Ablagerungen der Mittleren Mittelterrasse über Krefeld hinaus weiter nördlich bis in die Höhe von Repelen sicher zu verfolgen. Die bisher nachgewiesenen Vorkommen von Sedimenten der Mittleren Mittelterrasse reichen aber noch nicht aus, um eine Verbreitungskarte dieser Ablagerungen zu zeichnen. Es muß deshalb in den kommenden Jahren versucht werden, anhand vorhandener und vor allem zukünftiger Bohrungen die Ausdehnung der Rinnenschotter in ihrer Breite, in südlicher Richtung und besonders, um Anschluß an gleichaltrige Ablagerungen in den Niederlanden zu erhalten, in nördlicher Richtung zu verfolgen.

B. Die zeitliche Einstufung der „Moerser Schichten“

Als „Moerser Schichten“ wurden von A. STEEGER (1931b) zwei fossilführende Horizonte bezeichnet, die von ihm (1927b) aus dem Pattberg-Schacht 1 bei Repelen beschrieben worden waren. Die stratigraphische Stellung dieser Schichten, die als interglaziale oder interstadiale Ablagerungen angesehen wurden, ist bis heute ungewiß geblieben. Von den meisten Autoren wurden diese Schichten als Eem-Interglazial angesehen. Eine letzte eingehende Diskussion erfuhren diese Ablagerungen durch A. STEEGER (1952a).

Wichtig für die zeitliche Einstufung der „Moerser Schichten“ ist vor allem die stratigraphische Stellung der in ihrem Liegenden auftretenden Kiese und Sande. Wie vorstehend bereits erwähnt wurde, stimmen diese Ablagerungen so sehr mit den Liegenden Kiesen und Sanden von Schacht Tönisberg überein, daß sie mit diesen gleichgestellt und als Sedimente der Mittleren Mittelterrasse angesehen werden (vgl. Abb. 2 mit Abb. 4). Die Übereinstimmung erstreckt sich auf die sekundäre Führung mariner Tertiärfossilien in den untersten Kiesbänken (A_1 und A_2), auf das Vorkommen von Braunkohleeröhlen und Pflanzenresten in verschiedenen höheren Schichten (B_1 , B_2 , U und O), auf eine Grobkiesbank mit großen Blöcken (zwischen B_2 und C) und auf die Lage der Basis des Schichtenverbandes in bezug auf Normalnull.

Die „Moerser Schichten“, die aus einem Unteren und einem Oberen Pflanzenlager bestehen, entsprechen demnach den höheren Schichten der Mittleren Mittelterrasse von Schacht Tönisberg, welche die Mehrzahl der umgelagerten pleistozänen Pflanzenreste geliefert haben, und werden diesen gleichgesetzt. Die „Moerser Schichten“ sind also nicht als primäre Interglazial-Ablagerungen anzusehen, sondern als Sande der Mittleren Mittelterrasse, in die interglaziale Pflanzenreste sekundär eingeschwemmt wurden.

Dieses Vorgehen mag zunächst ein wenig befremden. Betrachtet man das Pleistozän-Profil von Pattberg-Schacht 1 aber etwas genauer (vgl. Abb. 4), so stellt man fest, daß das Untere Pflanzenlager aus einer 100 cm mächtigen Sandschicht besteht. Ton und Torf, die

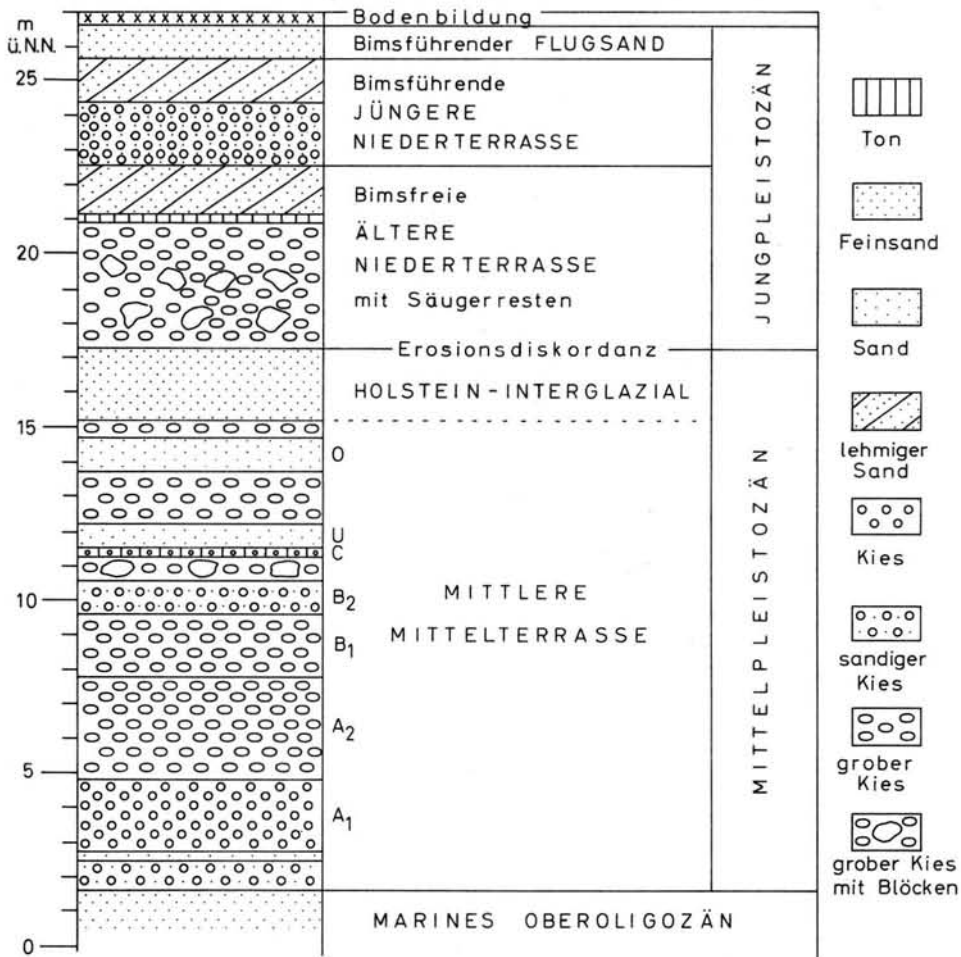


Abb. 4. Das Pleistozän-Profil von Pattberg-Schacht 1 bei Repelen nach den Angaben von A. STEEGER (1927b) in neuer Ausdeutung. A₁ und A₂ = marine Tertiärfossilien auf sekundärer Lagerstätte; B₁ und B₂ = Braunkohlengerölle; C = Kies mit „Mangankruste“; U = unteres Pflanzenlager; O = oberes Pflanzenlager.

pollenanalytisch untersucht wurden (K. BERTSCH & A. STEEGER 1927), kommen hierin nur als Nester und Schmitzen vor (A. STEEGER 1952a). Die makroskopischen Pflanzenreste sind eingeschwemmt worden (A. STEEGER 1952a). Neben der geringen Mächtigkeit der Pflanzenlager spricht also auch der Sedimentcharakter gegen ihre Wertung als primäre interglaziale Ablagerungen.

Die Feinsande, welche im Pattberg-Schacht 1 über den beiden Pflanzenlagern folgen, werden entsprechend den Verhältnissen in Schacht Tönisberg als fluviatile Sedimente des Holstein-Interglazials gewertet. Daß dies mit großer Wahrscheinlichkeit richtig ist, ergibt sich daraus, daß in dieser Höhenlage im benachbarten Schacht Norddeutschland nach A. STEEGER (1952a) eine braunkohlenartige Schicht zwischen Sandschichten aufgefunden wurde, die von K. JESSEN (briefl. Mitteilung in A. STEEGER 1952a) pollenanalytisch untersucht wurde, wobei sich Abies-Anteile bis zu 23% ergaben, die für das holstein-zeitliche Alter der Ablagerung sprechen.

Im Profil von Pattberg-Schacht 1 fehlen die tonigen und torfigen Sedimente des Holstein-Interglazials. Diese sind vielleicht mit den auflagernden Schichten der Unteren Mittelterrasse vom saale-zeitlichen Inlandeis abgeschert worden. Statt dessen folgen im Profil mit deutlicher Erosionsdiskordanz Ablagerungen der Niederterrasse, wobei nach A. STEEGER (1927b) eine bimsfreie Ältere von einer bimsführenden Jüngeren Niederterrasse zu unterscheiden ist.

IV. Die Fossilführung der interglazialen Ablagerungen

Auf Grund der bisherigen Untersuchungen, die im Arbeitsgebiet an tonigen und feinsandigen pleistozänen Ablagerungen vorgenommen worden waren, mußte mit einer Fossilführung gerechnet werden. Deshalb wurde diesen Schichten, als sie in Schacht Tönisberg aufgeschlossen wurden, größte Aufmerksamkeit geschenkt. So konnten bereits bei der Entnahme der ersten Proben einzelne Fossilien gefunden werden. Die Proben wurden daraufhin in möglichst engem Abstand genommen und systematisch auf ihre Fossilführung untersucht.

Um die Fossilien aus den Proben zu gewinnen, wurden jeweils 500 bis 1000 g Probenmaterial teils ohne Verwendung von Chemikalien 30 Minuten lang in Wasser gekocht, zum Teil mit Hilfe von H_2O_2 zum Zerfall gebracht und anschließend durch ein Sieb mit 0,1 oder 0,2 mm Maschenweite geschlämmt. Die auf solche Art und Weise erhaltenen Schlämnrückstände wurden im Trockenschrank bei etwa $60^\circ C$ getrocknet und dann durch Trockensiebung in mehrere Fraktionen zerlegt. Die einzelnen Fraktionen ließen sich gegenüber dem Gesamtrückstand wesentlich leichter auslesen. Bei den sandhaltigen Proben wurden die getrockneten Schlämnrückstände mit Hilfe von Tetrachlorkohlenstoff in eine leichte und eine schwere Fraktion zerlegt. In der leichten Fraktion fanden sich dann die Fossilien sehr stark angereichert. Eine Verunreinigung durch rezentes Material ist bei den Proben aus Schacht Tönisberg im Gegensatz zu solchen, die Tagesaufschlüssen entnommen werden, so gut wie ausgeschlossen.

An dieser Stelle ist es angebracht, folgenden Hinweis zu geben: Die schluffigen, tonigen und torfigen Sedimente des Holstein-Interglazials, die aus Schacht Tönisberg zu Tage gefördert wurden, blieben nicht in Schachtnähe liegen, sondern wurden in die Nähe der Stadt Moers gefahren. Dort wurden sie in eine alte Kiesgrube gekippt, welche sich im Bereich der Niederterrasse befindet. Inzwischen ist diese Kiesgrube, in der auch karbonisches Gestein aus der Kohlenwäsche der N.B.A.G. verkippt wurde, bis zur ursprünglichen Geländeoberfläche zugeschüttet worden. Ihre ehemalige Ausdehnung auf dem Meßtischblatt Moers wird von den Punkten mit folgenden Koordinaten markiert: R 41700/H 00500, R 41750/H 00600, R 42000/H 00550, R 41750/H 00350. Durch vorstehende Angaben soll vermieden werden, daß diese holstein-interglazialen Sedimente in künftigen Zeiten einmal in den Ablagerungen der Niederterrasse „entdeckt“ werden.

Interglaziale Ablagerungen sind im Niederrheingebiet zwischen den Schottern der einzelnen Rheinterrassen verhältnismäßig häufig. A. STEEGER (1931b, 1952) hat wiederholt darauf hingewiesen, daß es wichtig sei, die Fossilführung dieser Sedimente eingehend zu untersuchen. Trotzdem sind unsere Kenntnisse hierüber bisher sehr lückenhaft geblieben. Den ersten Arbeiten über makroskopische Fossilien aus solchen Ablagerungen von G. FLIEGEL (& J. STOLLER 1910, 1913), A. STEEGER (1911) und P. G. KRAUSE (1911, 1914a, 1918) folgten die Arbeiten von K. BERTSCH & A. STEEGER (1927) und K. BERTSCH, A. STEEGER und U. STEUSLOFF (1931). Seitdem wurden im eigentlichen Arbeitsgebiet nur noch pollenanalytische Untersuchungen durchgeführt. Aus der näheren Umgebung sind die Arbeiten über die Interglazialvorkommen von Vogelheim bei Essen (R. KRÄUSEL 1937) und Frimmersdorf bei Grevenbroich (G. v. D. BRELIE, K. KILPPER & R. TEICHMÜLLER 1959) zu nennen, die neben pollenanalytischen Untersuchungen auch eine Bearbeitung der makroskopischen Pflanzenreste enthalten. Bei den beiden letztgenannten Vorkommen

ist aber noch nicht sicher, ob es sich wirklich um Ablagerungen des Holstein-Interglazials handelt. Für die warmzeitlichen Ablagerungen von Frimmersdorf ist ein holstein-interglaziales Alter sehr wahrscheinlich, zumal der Verfasser in den dortigen Sedimenten ebenfalls *Azolla interglacialica* nachweisen konnte.

Als sichere Ablagerungen des Holstein-Interglazials galten am Niederrhein bisher nur die „Krefelder Schichten“. Aus diesen waren jedoch nur relativ wenige Fossilien bekanntgeworden, so daß auf dieser Grundlage weder ein Vergleich mit anderen holstein-interglazialen Vorkommen (z. B. Neede in den Niederlanden, Hoxne in England, Paludinen-Schichten von Berlin) noch mit rezenten Verhältnissen im Niederrheingebiet angestellt werden konnte. Um diese Lücke zu schließen wurde versucht, durch die vorliegende Arbeit ein möglichst vollständiges Bild von der Fauna und Flora des Holstein-Interglazials am Niederrhein zu erhalten.

Die pollenanalytischen Untersuchungen der letzten Jahre haben gezeigt, daß die „Krefelder Schichten“ und ähnliche interglaziale Ablagerungen am Niederrhein keine Vegetationsphasen-Abfolge erkennen lassen. Allein auf Grund pollenanalytischer Untersuchungen ist daher eine sichere Alterseinstufung dieser Sedimente nicht möglich. Es ist aus diesem Grunde notwendig und für alle zukünftigen Untersuchungen anzuraten, die Makrofossilien weitgehend zu berücksichtigen.

Die Bearbeitung des gesammelten Fossilmaterials ergab, daß die meisten Fossilien rezent bekannten Arten zuzuordnen sind. Diese Tatsache wurde bereits früher von vielen Bearbeitern solcher Ablagerungen erkannt und häufig als Anlaß dafür genommen, die nachgewiesenen Fossilien nicht zu beschreiben und nicht abzubilden, sondern ausschließlich in Form einer Fossilliste namentlich zu erwähnen. Das Belegmaterial zu den meisten derartigen Arbeiten ist infolge Kriegseinwirkung oder aus anderen Gründen verlorengegangen. Es ist daher nicht möglich, die von solchen Autoren durchgeführten Bestimmungen zu überprüfen. Zweifel an der Richtigkeit dieser oder jener Bestimmung können von nachfolgenden Bearbeitern nicht beseitigt werden; sie bleiben zum Nachteil der Wissenschaft immer bestehen. Aus diesem Grunde muß allgemein gefordert werden, daß auch Fossilien aus sehr jungen Ablagerungen als echte Fossilien angesehen und dementsprechend bearbeitet werden, selbst wenn diese noch rezent bekannten Arten zuzuordnen sind.

Im vorliegenden Teil der Arbeit werden aus Gründen der Übersichtlichkeit die nachgewiesenen Fossilien in Form von Tabellen namentlich erwähnt; an anderer Stelle werden die genannten Arten eingehend beschrieben und abgebildet. Auf diese Weise wird es ermöglicht, die Bestimmungen im Zweifelsfall zu überprüfen und eventuell richtigzustellen.

1. Die Fauna

Die Untersuchung der tierischen Fossilien aus den „Krefelder Schichten“ von Schacht Tönisberg ergab, daß sich die Fauna aus Mollusken, Ostrakoden, Bryozoen und Vertebraten zusammensetzt. Die Mollusken waren aus den „Krefelder Schichten“ anderer Fundpunkte bereits weitgehend bekannt. Die Vertebraten kannte man nur zum Teil; als neue Funde kommen hier die Reste von Fischen hinzu. Ostrakoden und Bryozoen werden aus diesen Ablagerungen zum ersten Mal beschrieben.

A. Mollusken

Wie bereits P. G. KRAUSE (1912) bemerkte, muß eine Menge Sedimentmaterial untersucht werden, um aus den „Krefelder Schichten“ eine Molluskenfauna zu erhalten. Diese Feststellung konnte auch bei dem Material aus Schacht Tönisberg getroffen werden, denn außer den im Schacht horizontweise entnommenen Proben wurden einige 100 kg des interglazialen Feinsandes auf der Halde durchgesiebt.

Tabelle 7

Mollusken aus den holstein-interglazialen „Krefelder Schichten“ der Eisrandbildungen am Niederrhein. Die Zahlen beziehen sich auf die Anmerkungen.

Mollusken- Arten	Schaephuysener Höhenzug								Inselberge									
	Fundorte	Vinnbrück	Vinnbrück	Achterberg	Oermer Berg	Rheurdt	Oermer Berg	Oermer Berg	Tönisberg	Achterberg	Rayer Berg	Eyller Berg	Dachsberg	Dachsberg	Dachsberg	Eyller Berg	Hülser Berg	Eyller Berg*
<i>Valvata</i> sp.																		
<i>Valvata naticina</i> MENKE		×	×	×			×	×	×							×	×	
<i>Valvata piscinalis piscinalis</i> MÜLL.		×	×															
<i>Valvata piscinalis antiqua</i> SOW.		×	×															
<i>Valvata pulchella</i> STUDER																		
<i>Valvata cristata</i> MÜLL.											×	×						
<i>Vivipara (Paludina) diluviana</i> KTH.		×					×	×										
<i>Bithynia tentaculata</i> L.		×	×		×	×		×	×	×	×	×				×	×	×
<i>Ancylus fluviatilis</i> MÜLL.																		
(?) <i>Coretus corneus</i> L.											×							
<i>Gyraulus albus</i> MÜLL.																		
<i>Gyraulus laevis</i> ALDER											×							
<i>Bathymorphalus contortus</i> (L.)																		
<i>Stagnicola palustris</i> MÜLL.															×			
<i>Galba truncatula</i> MÜLL.																		
<i>Cochlicopa lubrica</i> MÜLL.																		
<i>Vallonia costata</i> MÜLL.																		
<i>Vertigo angustior</i> JEFFREYS																		
<i>Succinea</i> sp.		×	×															
<i>Succinea putris</i> L.																		
<i>Succinea pfeifferi</i> RSSM.																		
<i>Agriolimax agrestis</i> L.																		
<i>Agriolimax laevis</i> MÜLL.																		
(?) <i>Clausilia</i> sp.		×	×															
<i>Goniodiscus rotundatus</i> MÜLL.																		
<i>Goniodiscus ruderatus</i> STUD.																		
(?) <i>Helix</i> sp.		×	×															
<i>Cepaea nemoralis</i> L.																		
(?) <i>Unio</i> oder <i>Anodonta</i> sp.		×	×															
<i>Unio</i> sp.		×		×														
<i>Unio crassus batavus</i> M. & R.		×																
<i>Pisidium</i> sp.		×	×															
<i>Pisidium supinum</i> A. SCHMIDT																		
<i>Pisidium casertanum</i> (POLI)																		
<i>Pisidium amnicum</i> MÜLL.		×																
Autoren	WÜST ⁵ 1910	STEEGER ¹ 1911	STEEGER ¹ 1911	KRAUSE 1912	KRAUSE 1912	KRAUSE 1914b	KRAUSE 1918	KEMPF 1963	KEMPF 1963	KRAUSE 1912	KRAUSE 1912	KRAUSE 1912	KRAUSE 1914a	KRAUSE 1918	KRAUSE 1918	STEEGER 1913a	KEMPF 1963	

Fast alle Mollusken entstammen dem feinsandigen und schluffigen Bereich der „Krefelder Schichten“ in situ. Dabei fanden sich doppelklappige Exemplare von *Unio* in einem Horizont besonders angereichert. Die tonigen Sedimente lieferten nur Deckel von *Bithynia tentaculata* und artlich nicht bestimmbare Jugendexemplare der Gattung *Valvata*. Zusätzlich wurden noch Sandproben aus einer Kiesgrube am Achterberg (nahe dem Südende des Schaephuysener Höhenzuges) untersucht, von wo A. STEEGER (1911) bereits einige Mollusken gemeldet hatte.

Alle nunmehr aus den „Krefelder Schichten“ bekannten Mollusken werden in Tab. 7 zusammengestellt. Außer den Namen der Fossilien wird auch angegeben, von welchen Fundpunkten, durch welche Autoren und in welchem Jahr die einzelnen Arten bekanntgemacht wurden.

Bei der Benennung der Mollusken erwies es sich als zweckmäßig, nicht die modernste, sondern die Molluskenfauna Deutschlands von D. GEYER (3. Aufl., 1927) zugrunde zu legen, weil die meisten der bisher aus dem niederrheinischen Holstein-Interglazial bekannten Arten nach D. GEYER (allerdings 1. Aufl., 1909) bestimmt worden waren. Zu den Arbeiten von P. G. KRAUSE wurden die Mollusken wahrscheinlich durch H. MENZEL nach S. CLESSIN (1884) bestimmt. Auf diese Weise wurden in der Literatur für die verschiedenen Fundpunkte holstein-zeitlicher Mollusken faunistische Unterschiede durch Synonyme vorgetäuscht. In den Anmerkungen zu Tabelle 7 werden die Synonyme der Arbeiten von P. G. KRAUSE namentlich aufgeführt.

Einige der wirklich bestehenden Unterschiede dürften auf die Bestimmung der Fossilfunde durch verschiedene Bearbeiter zurückzuführen sein. Leider fehlen in fast allen

Anmerkungen zu Tabelle 7:

1 Die von A. STEEGER gesammelten Mollusken wurden wahrscheinlich durch E. WÜST bestimmt. Es ist möglich, daß es sich dabei sogar um die gleichen Fossilien handelt, die in W. WUNSTORF & G. FLIEGEL (1910) angegeben werden. Aus der Literatur sind die damaligen Verhältnisse nicht eindeutig zu erkennen, besonders deshalb nicht, weil die interglazialen Ablagerungen mit ihrer Molluskenführung ziemlich gleichzeitig von mehreren Geologen der Preußischen Geologischen Landesanstalt Berlin aufgefunden worden waren und ein Prioritätsstreit entstand, wer der erste Entdecker gewesen sei. G. FLIEGEL nahm mit dem Fundort Vinnbrück die Prioritätsrechte für sich in Anspruch; wahrscheinlich hatte P. G. KRAUSE in den Inselbergen diese Ablagerungen aber bereits vor G. FLIEGEL richtig erkannt.

2 Ursprünglich als *Paludina* cf. *diluviana* bestimmt; nach P. G. KRAUSE (1914b) konnte die Art, die von diesem Fundpunkt in einem Exemplar vorlag, später eindeutig bestimmt werden.

3 Die Hauptfundstelle der *Vivipara* (*Paludina*) *diluviana* mit über 1000 Exemplaren.

4 Vgl. Kapitel V.

5 als: *Limnaeus* (*Limnophysa*) *truncatula* MÜLL. var. *oblonga*.

6 als: *Cionella* (*Zua*) *lubrica* MÜLLER.

7 als: cf. *Planorbis* (*Coretus*) *corneus* LINNE.

8 als: *Planorbis glaber* JEFFREYS.

9 als: *Valvata macrostoma* STEENB.

10 als: *Helix* (*Vallonia*) *costata* MÜLLER.

11 als: *Helix* (*Trachea*) *nemoralis* LINNE.

12 als: *Patula rudrata* STUDER.

13 als: *Limnaea palustris* MÜLLER.

14 als: *Limax* (*Agriolimax*) *agrestis* LINNE.

15 in: W. WUNSTORF & G. FLIEGEL 1910.

älteren Arbeiten Abbildungen und ausführliche Beschreibungen, auch ist über den Verbleib des Fossilmaterials zu diesen Arbeiten nichts bekannt; Differenzen solcher Art können daher nicht geklärt werden.

Einige weitere Unterschiede dürften auf die verschiedenartige fazielle Ausbildung der interglazialen Sedimente an den entsprechenden Fundpunkten zurückzuführen sein. So wurde z. B. *Vivipara (Paludina) diluviana* am Südennde des Schaephuysener Höhenzuges bei Vinnbrück nur in einem Exemplar, im nahegelegenen Schacht Tönisberg überhaupt nicht nachgewiesen; am Nordende des Schaephuysener Höhenzuges kam diese Schnecke dagegen im Bereich des Oermter Berges mit über 1000 Exemplaren vor.

Eine ökologische und klimatische Ausdeutung der Molluskenfauna ist schwierig und mit vielen Unsicherheiten belastet. Die sandigen Sedimente im Bereich der „Krefelder Schichten“ in situ weisen auf Flußablagerungen hin. Dafür spricht auch das Vorkommen einiger Gastropoden- und Lamellibranchiaten-Arten, und zwar *Ancylus fluviatilis*, *Valvata naticina*, *Valvata piscinalis piscinalis*, *Unio crassus batavus*, *Pisidium amnicum*, *Pisidium casertanum* und *Pisidium supinum*. Einige der genannten Arten kommen auch in Seen vor, aber meist nur dann, wenn diese so groß sind, daß durch Windeinwirkung das Wasser stärker durchbewegt werden kann. Die flächenhafte Erstreckung der „Krefelder Schichten“ — soweit sie bisher überhaupt bekannt ist — macht die Annahme jedoch unwahrscheinlich, daß es sich um Ablagerungen eines größeren Sees handelt. Vielmehr müssen wir annehmen, daß die „Krefelder Schichten“ in tieferen Teilen aus Flußablagerungen, in höheren Teilen aus Altwassersedimenten mit entsprechenden Verlandungsbildungen bestehen.

Bei der Beurteilung der Molluskenfauna aus den sandigen Sedimenten muß mit Zusammenschwemmungen gerechnet werden. Eingeschwemmt sind vor allem die Landschnecken, die nach ihrer Individuenzahl neben den Wasserschnecken aber nur eine untergeordnete Rolle spielen. Die Reichweite der Zusammenschwemmungen kann nicht abgegrenzt werden. Nur von *Bithynia tentaculata* und der Gattung *Valvata*, deren Reste auch in den tonigen Sedimenten in großer Zahl nachgewiesen werden konnten, können wir sagen, daß sie am Fundort gelebt haben. Die Art der Gattung *Valvata*, welche in den tonigen Sedimenten der „Krefelder Schichten“ vorkommt, ist nicht zu bestimmen, weil nur juvenile Gehäuse gefunden wurden. Bei *Bithynia tentaculata* schließlich handelt es sich um eine holarktische Art, die über das holstein-zeitliche Klima nichts aussagt. Eine klimatische Ausdeutung, die an sich schon große Schwierigkeiten bereitet, weil die Mollusken sehr stark vom örtlichen Kleinklima abhängig sind, kann aus den zuvor geschilderten Gründen nicht durchgeführt werden.

Bemerkenswert ist ansonsten nur noch, daß in den „Krefelder Schichten“ *Valvata naticina* und *Vivipara (Paludina) diluviana* stellenweise sehr häufig sind. *Valvata naticina* kommt rezent nur noch in Osteuropa vor. Auch *Vivipara (Paludina) diluviana*, die lange Zeit als ausgestorben galt, will man dort noch beobachtet haben.

B. Ostrakoden

Aus den holstein-interglazialen Ablagerungen vom Niederrhein werden durch die vorliegende Arbeit zum ersten Mal Ostrakoden-Funde bekanntgemacht. Bei den nachgewiesenen Arten handelt es sich ohne Ausnahme um Süßwasser-Ostrakoden. In den meisten Fällen zeigen die gefundenen Ostrakoden-Klappen völlige Übereinstimmung mit denen rezent bekannter Arten, so daß sie diesen zugeordnet werden können. In drei Fällen trifft dies allerdings nicht zu, und zwar bei *Cyclocypris huckei* TRIEBEL, *Cyclocypris* n. sp. und *Ilyocypris steegeri* n. sp.; rezente Vertreter dieser Arten konnten bisher nicht nachgewiesen werden.

Cyclocypris huckei wurde von E. TRIEBEL (1941a) erstmals in den holstein-interglazialen Paludinenschichten von Berlin nachgewiesen und gilt seither als Leitform für

das Holstein-Interglazial. Diese Ansicht kann in dieser engen Fassung nicht aufrecht-erhalten werden, da *Cyclocypris buckei* vom Verfasser auch in Vergleichsproben aus den Ablagerungen der altpleistozänen Tegelen-Warmzeit nachgewiesen werden konnte. Häufiger als die Klappen dieser Art wurden in dem Material aus Schacht Tönisberg die Klappen von *Cyclocypris* n. sp. gefunden. Da nur juvenile Stadien nachweisbar waren, wurde von einer Benennung dieser Art vorerst abgesehen. Die Klappen von *Ilyocypris steegeri*, die in einer anderen Arbeit als neue Art beschrieben wird, fanden sich dagegen in weit geringerer Zahl. Sie unterscheiden sich von denen der übrigen *Ilyocypris*-Arten aber so deutlich, daß die Aufstellung und Benennung einer neuen Art berechtigt erschien. Die Bestimmung der Candona-Arten wurde vorerst zurückgestellt, denn mit überwiegender Mehrheit fanden sich nur Klappen juveniler Stadien; die wenigen adulten Exemplare lagen fast alle in Bruchstücken vor.

Eine Übersicht über die gefundenen Ostrakoden-Arten und ihre mengenmäßige Verteilung im Profil der „Krefelder Schichten“ von Schacht Tönisberg vermittelt Tabelle 8. Daraus geht hervor, daß die Ostrakoden in den Proben aus Schacht Tönisberg nach Arten- und Individuenzahl in recht unterschiedlicher Weise vorkommen. Sehr häufig fanden sie sich nur in zwei Sammelproben aus dem obersten Profildereich der „Krefelder Schichten“ (KKS 3; vgl. Abb. 2 und Tab. 8). Ansonsten wechseln Proben miteinander ab, in denen Ostrakoden häufig, selten oder gar nicht vorhanden sind. Allgemein wurde beobachtet, daß Ostrakoden nahezu immer und zahlreich in solchen Proben vorkommen, in denen sich auch Oogonien von Characeen finden. Das trifft ebenfalls für andere Fundorte zu. So wurden z. B. in den „Krefelder Schichten“ der Inselberge (vgl. Kap. V.), in denen sich nur wenige Characeen-Oogonien fanden, nur wenige Ostrakoden-Klappen gefunden; in den „Kempener Schichten“ der Bohrungen De-Greif-Strasse in Krefeld (vgl. Kap. VI.), in denen Characeen-Oogonien fehlten, kamen auch keine Ostrakoden vor. Es sind demnach bei den holstein-interglazialen Ablagerungen am Niederrhein auch in bezug auf die Ostrakoden Faziesunterschiede zu beobachten. Bei oberflächlicher Betrachtung könnten dadurch — ähnlich wie bei den Mollusken — Altersunterschiede der Ablagerungen vorgetäuscht werden.

Rückschlüsse auf das Großklima während des Holstein-Interglazials können auf Grund der Ostrakoden-Fauna nicht gezogen werden, weil deren Zusammensetzung zu stark von den Faktoren des Kleinklimas abhängig ist. Verwertbar sind dagegen die ökologischen Aussagen der Ostrakoden. In Verbindung mit dem Vorkommen von Characeen-Oogonien müssen wir annehmen, daß die Sedimente in kleineren, vegetationsreichen, nicht austrocknenden Gewässern mit einer Wassertiefe von kaum mehr als 5 m zur Ablagerung gekommen sind. Als solche Gewässer kommen am ehesten verlandende Altwasserrinnen in Betracht.

C. Bryozoen

In den Proben aus Schacht Tönisberg konnten in geringer Zahl die Statoblasten (Dauerknospen) von *Cristatella mucedo* L. gefunden werden. Obgleich demnach Statoblasten von Süßwasser-Bryozoen fossil erhaltungsfähig sind, wurden sie bisher nur äußerst selten nachgewiesen. Auch aus dem Holstein-Interglazial vom Niederrhein waren solche noch nicht bekannt.

D. Vertebraten

Reste von Wirbeltieren kommen in den holstein-interglazialen Ablagerungen am Niederrhein nur spärlich vor; sie sind daher von untergeordneter Bedeutung.

Bisher wurden aus den „Krefelder Schichten“ des Hülser Berges, vom Dachsberg und von Tönisberg durch E. WÜST (in: W. WUNSTORF & G. FLIEGEL 1910) und P. G. KRAUSE (1912, 1914a) folgende Funde bekanntgemacht: 1. Knochen von *Rana temporaria* L. (det. WOI-TERSDORFF); 2. Arvicoliden-Zähne; 3. Schädelknochensplitter und zwei Zähne von

Tabelle 8

Ostrakoden aus dem Holstein-Interglazial von Schacht Tönisberg und ihre Verteilung im Profil.

Profilbereich der Kempen-Krefelder Schichten	Teufe in m	Ostrakodenarten											Gesamtzahl der Ostrakoden-Klappen		
		<i>Ilyocypris gibba</i> (RAMDOHR)	<i>Ilyocypris bradyi</i> SARRS	<i>Ilyocypris steegeri</i> n. sp.	<i>Candona</i> sp.	<i>Candona</i> sp., juv.	<i>Cyclocypris buchei</i> TRIEBEL	<i>Cyclocypris</i> n. sp.	<i>Cypridopsis vidua</i> (MÜLLER)	<i>Erpetocypris reptans</i> (BAIRD)	<i>Limnocythere sancii-patrici</i> (BRADY & ROBERTSON)	<i>Metacypris cordata</i> BRADY & ROBERTSON		<i>Cytherissa lacustris</i> (SARRS)	<i>Darwinula stevensoni</i> (BRADY & ROBERTSON)
K K S 3	18,05—19,0	41	—	—	6	86	8	12	11	29	—	—	1	1	195
	19,0—20,0	250	18	10	—	11	14	70	—	7	2	—	1	—	383
	20,0—20,15	—	—	—	—	2	—	1	—	2	—	—	—	—	5
	20,15—20,45	1	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	2
	20,85	—	—	—	—	12	—	—	1	—	—	—	—	—	13
K K S 2	23,0	2	—	—	—	—	1	1	—	2	—	—	2	—	8
	26,0	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2
	26,5	4	—	—	—	3	2	10	2	—	—	—	—	—	21
	27,0	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	1
	27,5	1	—	—	—	25	—	2	9	5	—	8	—	24	74
	27,8	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	1	—	—	2
	28,5	3	—	1	—	36	—	7	—	1	—	—	—	9	57
	30,2	—	—	—	—	22	2	—	—	4	—	1	—	—	29
	31,0	8	—	—	—	21	2	2	—	—	—	1	1	15	50
K K S 1	31,5—32,0	8	2	—	10	50	—	—	—	—	—	—	—	1	71
	32,4	9	2	1	—	80	—	—	—	—	—	—	—	—	92
	34,0	61	2	2	3	10	—	—	—	6	—	—	—	—	84
	34,7—37,7	—	—	—	4	—	—	—	—	—	—	1	—	—	5
Summe		390	24	14	23	358	29	107	23	57	2	12	5	50	1094
		35,6	2,2	1,3	2,1	32,7	2,6	9,8	2,1	5,2	0,2	1,1	0,5	4,6	100%

? *Castor* sp., wobei auch mit einer Zugehörigkeit zu *Trogontherium minus* oder *Trogontherium cuvieri* gerechnet wurde; 4. eine Tibia von *Meles* sp. (det. SCHROEDER, ursprünglich als ? *Lepus* sp. gedeutet); 5. ein Zahnstück von *Elephas* cf. *antiquus* FALC. (det. SCHROEDER) und 6. von *Cervus* sp. ein Geweih-Ende.

Von den vorstehend genannten Fossilien konnten nur ? *Rana* sp. und *Arvicola* sp. auch im Holstein-Interglazial von Schacht Tönisberg gefunden werden. Die Reste größerer Wirbeltiere fehlten. Dafür fanden sich mehrfach Fischreste, die bisher aus den „Krefelder Schichten“ noch nicht bekannt waren. Während die Knochen von ? *Rana* sp. und die Zähne von *Arvicola* sp. nur in den sandigen Sedimenten der „Krefelder Schichten“ von Schacht Tönisberg gefunden wurden, kamen die Fischreste ausschließlich in der Kalkgyttja vor.

Tabelle 9

Vertebraten aus den holstein-interglazialen „Krefelder Schichten“ von Schacht Tönisberg.

Arten:	Fossilfunde:
<i>Pisces</i>	
<i>Cyprinus carpio</i> L. (Karpfen)	4 Schlundzähne
<i>Scardinius erythrophthalmus</i> L. (Rotaugen)	12 Schlundzähne
<i>Tinca vulgaris</i> CUVIER (Schleie)	4 Schlundzähne
<i>Esox lucius</i> L. (Hecht)	7 Zähne
<i>Perca fluviatilis</i> L. (Barsch)	2 Schuppenbruchstücke
<i>Amphibia</i>	
? <i>Rana</i> sp. (Frosch)	Knochenfragmente
<i>Mammalia</i>	
<i>Arvicola</i> sp. (Wasserratte)	1 Nagezahn, 4 Backenzähne

2. Die Flora

Pflanzenreste fanden sich in nahezu allen Proben aus den „Krefelder Schichten“ von Schacht Tönisberg. Gegenüber den tierischen Fossilien waren sie in größerer Arten- und Individuenzahl vertreten.

Die Bearbeitung gliedert sich in die Untersuchung der makroskopischen Pflanzenreste (vorwiegend Früchte und Samen) und in pollenanalytische Untersuchungen.

A. Makroskopische Pflanzenreste

Obleich die „Krefelder Schichten“ bereits mehrfach aufgeschlossen wurden, sind aus diesen Ablagerungen erst wenige makroskopische Pflanzenreste bekannt. Beschrieben wurden bisher Holzstücke von *Populus* sp. und *Salix* sp. (A. STEEGER 1913) sowie von einer Betulacee (P. G. KRAUSE 1914a); ferner Makrosporangien von *Azolla filiculoides* LAM. (F. FLORSCHÜTZ 1952, H. HILTERMANN 1954) und Blätter von *Fagus silvatica* L. (P. G. KRAUSE 1914a. Bei diesen *Fagus*-Blättern dürfte es sich um eine Fehlbestimmung handeln; viel wahrscheinlicher ist es, daß in Wirklichkeit *Alnus*-Blätter als Funde vorgelegen haben.) Da in den meisten Proben aus den „Krefelder Schichten“ von Schacht Tönisberg makroskopische Pflanzenreste sehr häufig sind, ist anzunehmen, daß die bisherige Unkenntnis dieser Fossilien auf das Fehlen systematischer Sedimentuntersuchungen zurückzuführen ist.

Die Pflanzenreste sind durchweg gut erhalten. Die beste Erhaltung zeigen die Fossilien aus der Kalkgyttja; weniger gut ist die Erhaltung der Pflanzenreste in den tieferen, sandigen Profilabschnitten; noch etwas schlechter ist sie in den torfigen Schichten infolge stärkeren Setzungsdruckes.

In der Kalkgyttja und in den torfigen Schichten fanden sich überwiegend Reste von Sumpf- und Wasserpflanzen. Die Fossilführung dieser Schichten ist deshalb als autochthon anzusehen. Ökologisch deuten Sedimente und Fossilien auf Ablagerungen verlandeter Altwässer hin. In den tieferen, sandigen Profilschnitten treten in größerer Zahl die Reste von Landpflanzen auf, was auf Zusammenschwemmungen und — wie das Sediment — auf Flußablagerungen hinweist.

Zur Bestimmung der Pflanzenfossilien konnte in den meisten Fällen rezentes Vergleichsmaterial hinzugezogen werden. Stimmt das Fossil, z. B. ein Same, mit dem entsprechenden Teil der rezenten Pflanze überein, so wurde das Fossil mit dem Gattungs- und Artnamen der rezenten Pflanze belegt. Es ergab sich, daß die meisten fossilen Pflanzenreste aus den „Krefelder Schichten“ auf diese Weise rezent bekannten Arten zugeordnet

Tabelle 10

Makroskopische Pflanzenreste aus dem Holstein-Interglazial von Schacht Tönisberg. HH = sehr häufig (mehr als 50 Exemplare), H = häufig (5 bis 50 Exemplare), S = selten (1 bis 5 Exemplare).

1	<i>Tectochara meriani diluviana</i> MÄDLER	HH	35	<i>Ranunculus sceleratus</i> LINNE	H
2	<i>Tectochara meriani diluviana</i> MÄDLER n. ssp. ?	H	36	<i>Ranunculus lingua</i> LINNE	H
3	? <i>Chara</i> sp.	HH	37	<i>Ranunculus</i> cf. <i>repens</i> LINNE	H
4	<i>Cenococcum geophilum</i> FRIES	H	38	<i>Nuphar luteum</i> (LINNE) SMITH	H
5	<i>Campylium stellatum</i> (SCHREBER) LANG & JENSEN	H	39	<i>Nymphaea alba</i> LINNE	H
6	<i>Salvinia natans</i> (LINNE) ALLIONI	HH	40	<i>Euryale ferox</i> SALISBURY	S
7	<i>Azolla interglacialica</i> NIKITIN	HH	41	<i>Brasenia purpurea</i> (MICHEAUX) CASPARY	S
8	<i>Abies alba</i> MILLER	H	42	<i>Ceratophyllum demersum</i> LINNE	H
9	<i>Betula pubescens</i> EHRHART	H	43	<i>Ceratophyllum submersum</i> LINNE	S
10	<i>Alnus</i> sp.	HH	44	<i>Crataegus acuticarpa</i> (C. & E. M. REID) E. M. REID	H
11	<i>Alnus glutinosa</i> (LINNE) GAERTNER	H	45	<i>Prunus spinosa</i> LINNE	S
12	<i>Alnus incana</i> (LINNE) MOENCH	H	46	<i>Rubus caesius</i> LINNE	S
13	<i>Carpinus betulus</i> LINNE	H	47	<i>Rubus</i> sp.	H
14	<i>Urtica dioica</i> LINNE	HH	48	<i>Trapa</i> cf. <i>natans</i> LINNE	H
15	<i>Urtica urens</i> LINNE	H	49	<i>Myriophyllum spicatum</i> LINNE	H
16	<i>Rumex maritimus</i> LINNE	HH	50	<i>Hippuris vulgaris</i> LINNE	HH
17	<i>Rumex hydrolapathum</i> HUDSON	S	51	<i>Elatine hydropiper</i> (LINNE) OEDER	S
18	<i>Chenopodium polyspermum</i> LINNE	H	52	<i>Aldrovandia vesiculosa</i> LINNE	S
19	<i>Chenopodium</i> sp. 2	S	53	<i>Sparganium ramosum</i> HUDSON	H
20	<i>Stellaria media</i> (LINNE) VILLARS	S	54	<i>Typha</i> cf. <i>angustifolia</i> LINNE	HH
21	<i>Acer campestre</i> LINNE	H	55	<i>Alisma plantago-aquatica</i> LINNE	HH
22	<i>Vitis silvestris</i> GMELIN	HH	56	<i>Sagittaria sagittifolia</i> LINNE	H
23	<i>Cornus sanguinea</i> LINNE	H	57	<i>Stratiotes intermedius</i> (HARTZ) CHANDLER	S
24	<i>Hydrocotyle vulgaris</i> LINNE	HH	58	<i>Stratiotes aloides</i> LINNE	S
25	<i>Oenanthe aquatica</i> (LINNE) POIRET	HH	59	<i>Potamogeton pusillus</i> LINNE	H
26	<i>Solanum dulcamara</i> LINNE	H	60	<i>Potamogeton</i> sp.	HH
27	<i>Physalis alkekengi</i> LINNE	S	61	<i>Najas minor</i> ALLIONI	HH
28	<i>Atropa belladonna</i> LINNE	S	62	<i>Najas marina</i> LINNE	HH
29	<i>Verbena officinalis</i> LINNE	S	63	<i>Najas flexilis</i> (WILLDENOW) ROSTKOVIIUS & SCHMIDT	H
30	<i>Ajuga reptans</i> LINNE	H	64	<i>Zannichellia palustris</i> LINNE	HH
31	<i>Lycopus europaeus</i> LINNE	H	65	<i>Carex</i> sp.	H
32	<i>Sambucus nigra</i> LINNE	HH	66	<i>Scirpus lacustris</i> LINNE	HH
33	<i>Bidens tripartitus</i> LINNE	S			
34	<i>Ranunculus aquatilis</i> LINNE	HH			

werden konnten. Der Zusatz cf. wurde nur dann benutzt, wenn die Artbestimmung nicht befriedigend durchgeführt werden konnte. F. KIRCHHEIMER (1957) dagegen verwendet den Zusatz cf. mit dem Artnamen in allen Fällen, wo nur Teile einer Pflanze fossil aufgefunden wurden; auch dann, wenn diese mit den entsprechenden Teilen der rezenten Pflanze völlig übereinstimmen, weil andere Teile der fossilen Pflanze anders ausgesehen haben könnten.

Eine listenmäßige Aufstellung der in den „Krefelder Schichten“ von Schacht Tönisberg nachgewiesenen makroskopischen Pflanzenreste gibt Tabelle 10. In Kapitel VII wird außerdem versucht, die Pflanzenreste aus dem Holstein-Interglazial vom Niederrhein paläoklimatisch auszuwerten.

B. Pollenanalytische Untersuchungen

Die Kempen-Krefelder Schichten sind auf ihre Pollenführung bereits mehrfach untersucht worden. Die ersten Untersuchungen dürfte K. JESSEN 1924 durchgeführt haben; seine Ergebnisse wurden aber erst 1952 (briefliche Mitteilung an A. STEGER, in A. STEGER 1952a) im Auszug mitgeteilt. Weitere Untersuchungen wurden um 1950 und in den nachfolgenden Jahren von den Sachbearbeitern des Geologischen Landesamtes in Krefeld durchgeführt. Einige Ergebnisse sind davon veröffentlicht worden (vgl. H. KARREBERG & U. REIN 1951, G. v. D. BRELIE & U. REIN 1952). Die meisten Untersuchungsergebnisse befinden sich jedoch als unveröffentlichte Berichte im Archiv des Geologischen Landesamtes in Krefeld.

In der Mehrzahl der Fälle wurden nur Einzelproben untersucht. Das lag vor allem daran, daß die interglazialen Sedimente fast immer nur als geringmächtige Ablagerungen aufgeschlossen wurden. Selten erreichten diese eine Mächtigkeit von etwa 3 m, wie z. B. im Hülser Berg (H. KARREBERG & U. REIN 1951). Vom letztgenannten Aufschluß wurde eine Folge von 6 Proben untersucht, allerdings in dem weiten Abstand von etwa 50 cm.

Stellt man die Ergebnisse der bisherigen Untersuchungen zusammen, so ergibt sich, daß zwei Gruppen von Proben zu unterscheiden sind: eine Gruppe, bei der die *Abies*-Pollen den verhältnismäßig hohen Anteil von 10 bis 50% ausmachen; eine andere, bei der *Abies*-Pollen nahezu oder völlig fehlen, dafür aber die *Pinus*- oder *Alnus*-Pollen mit mehr als 50% dominieren.

Beim Abteufen von Schacht Tönisberg wurden die „Krefelder Schichten“ in größerer Mächtigkeit aufgeschlossen. In Verbindung mit der Untersuchung der makroskopischen Pflanzenreste war es von Interesse, auch die Pollenführung kennenzulernen. Leider eigneten sich auf Grund des Sedimentcharakters nicht alle Proben für pollenanalytische Untersuchungen. So wurden z. B. die Proben der aufgeschobenen, in sich gestörten „Krefelder Schichten“ nicht auf ihre Pollenführung untersucht, weil die ursprüngliche Sedimentationsfolge hier weitgehend verändert war, so daß nur mit verzerrten Pollenspektren gerechnet werden konnte. Von den Proben der beiden übrigen Profilbereiche der „Krefelder Schichten“ fielen außerdem alle Proben aus, die höhere Schluff- und Feinsandgehalte aufwiesen. Besonders traf dies für die Proben der „Krefelder Schichten“ in situ zu.

Die Aufbereitung der Proben erfolgte mittels Kalilauge und Flußsäure, nachdem zuvor der Gehalt an Kalziumkarbonat mit verdünnter Salzsäure weggelöst worden war. Unter der Anleitung und Aufsicht von Dr. R. SCHÜTRUMPF wurden die Proben ausgezählt.

Von den „Krefelder Schichten“ in situ lieferten nur die obersten drei Proben brauchbare Ergebnisse, die in der nachfolgenden Tabelle dargestellt werden. Die übrigen Proben wiesen eine so geringe Pollenfrequenz auf, daß von ihrer weiteren Untersuchung abgesehen wurde.

Von den aufgeschobenen, in sich ungestörten „Krefelder Schichten“ wurden 21 Proben pollenanalytisch untersucht. Die Abstände der untersuchten Proben betragen durchweg 10 bis 20 cm mit zwei Ausnahmen: eine größere Lücke entstand durch das Auftreten einer

Tabelle 11
 Prozentuale Pollenverteilung von 3 Proben der „Krefelder Schichten“ in situ
 aus Schacht Tönisberg.

Probe:	2 2 0	2 2 1	2 2 2
Tiefe:	31,4 m	31,7 m	32,1 m
<i>Pinus</i>	25%	17 %	26,5%
<i>Picea</i>	11	9,5	3
<i>Abies</i>	8	35	—
<i>Salix</i>	11	1,5	2,5
<i>Betula</i>	1	0,5	0,5
<i>Quercus</i>	11	12	1
<i>Tilia</i>	—	0,5	1
<i>Ulmus</i>	2	—	—
<i>Carpinus</i>	2	—	—
<i>Alnus</i>	29	24	65,5
<i>Corylus</i>	4	5,5	4,5
<i>Ilex</i>	1	—	—
Gramineae	—	—	1
Cyperaceae	1	—	—
Ericaceae	1	—	—
Umbelliferae	1	—	—
<i>Myriophyllum</i>	1	—	—
<i>Typha angustifolia</i>	5	—	—
Filices	5	2	10
Azolla-Mikrosporangien	4	2,5	7

pollenfreien Feinsandbank, eine andere dadurch, daß 1 m Sediment nicht untersucht wurde, weil in diesem Bereich mit einem stark abweichenden Pollenspektrum nicht mehr gerechnet werden konnte.

Aus dem Diagramm (Abb. 5) wird ersichtlich, daß die Zusammensetzung der Pollenflora über einen Bereich von nahezu 4 m ziemlich einheitlich ist. Relativ hohe Anteile mit durchweg 20 bis 40% erreichen die *Abies*-Pollen. Ebenso hohe und höhere Werte werden von *Pinus* und *Alnus* erreicht. Die übrigen Baumpollen weisen nur selten Anteile auf, die 5% überschreiten. Eine auffallende Ausnahme macht davon nur *Quercus* in den obersten Proben. Bemerkenswert ist das Auftreten von *Castanea*- und *Pterocarya*-Pollen, die zwar auch nur geringe prozentuale Anteile ausmachen, jedoch nahezu in geschlossener Kurve vorkommen, so daß sie als autochthone Elemente der Pollenflora anzusehen sind. Die Pollen von *Juglans* und *Keteleeria* konnten nicht nachgewiesen werden. Unter den Nichtbaumpollen fällt der geringe Anteil an *Corylus*-Pollen auf; die Werte schwanken zwischen 5 und 20%. Bei den Farnen ist bemerkenswert, daß die Mikrosporangien von *Azolla* in fast allen Proben vorkommen.

Die drei Proben, welche aus den „Krefelder Schichten“ in situ untersucht wurden, weisen gegenüber diesem Diagramm einige Besonderheiten auf. In allen Proben fehlen z. B. die Pollen von *Castanea* und *Pterocarya*. Probe 222 ist zudem die einzige untersuchte Probe, in der keine *Abies*-Pollen nachgewiesen werden konnten; dafür erreicht

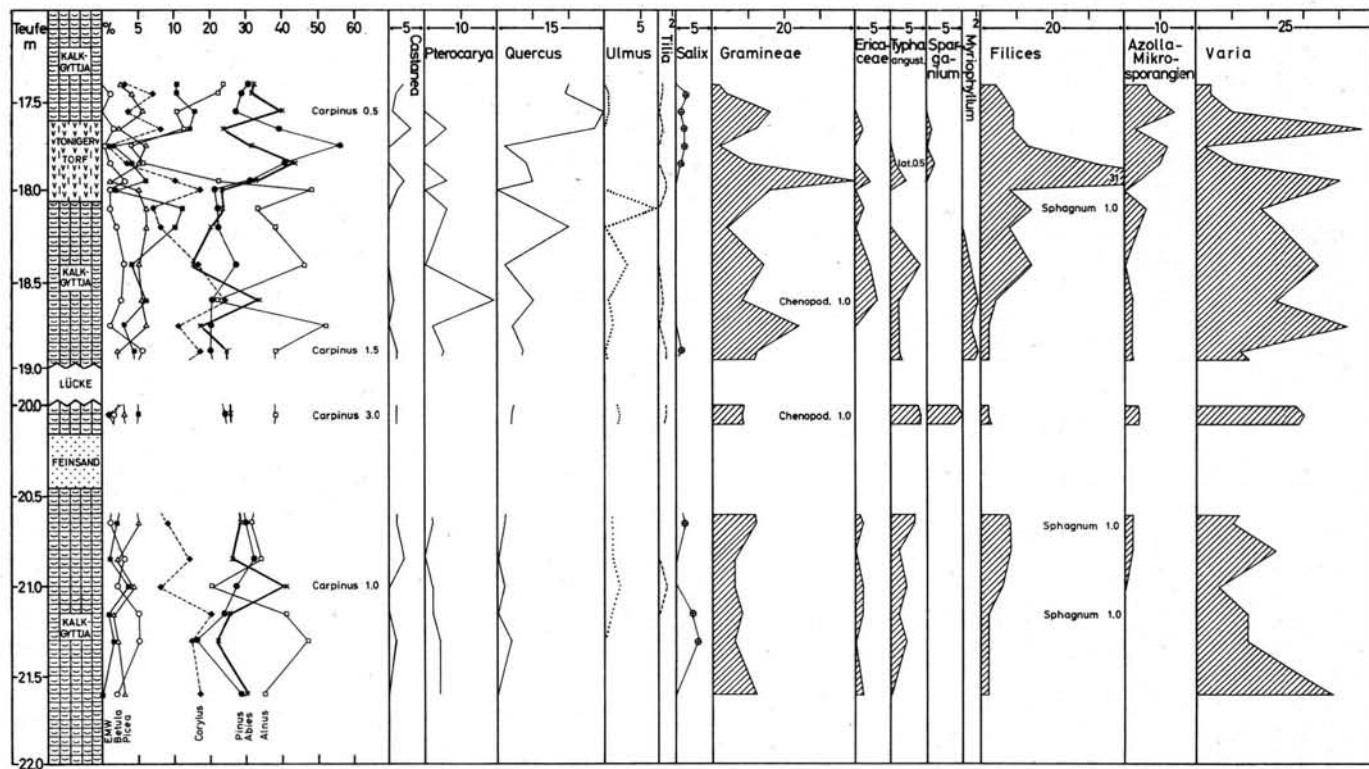


Abb. 5. Pollendiagramm der aufgeschobenen, in sich ungestörten „Krefelder Schichten“ von Schacht Tönisberg. Die Baumpollen und die Nichtbaumpollen (schraffierte Flächen sowie *Corylus*) sind jeweils getrennt für sich auf 100% bezogen.

Alnus in dieser Probe über 65%. *Azolla*-Mikrosporangien kommen dagegen in allen drei Proben vor.

Wie frühere Untersuchungen schon gezeigt haben, lassen sich also bei den Kempen-Krefelder Schichten zweierlei Proben unterscheiden: solche, die hohe Anteile an *Abies*-Pollen aufweisen, und solche, in denen *Abies*-Pollen fehlen. Da diese beiden Arten von Proben nicht miteinander abwechselnd auftreten, kann darauf geschlossen werden, daß sie zwei unterschiedliche Vegetationsabschnitte des Holstein-Interglazials am Niederrhein kennzeichnen. Von unten nach oben folgt dabei im Profil auf einen *Abies*-freien Abschnitt ein *Abies*-reicher, der im oberen Teil höhere Werte von *Quercus*-Pollen und *Azolla*-Mikrosporangien aufweist, damit also eine Verbesserung des Klimas andeutet.

Der *Abies*-freie Abschnitt ist bei dem untersuchten Material aus Schacht Tönisberg nur durch eine Probe vertreten. Der Übergang zum *Abies*-reichen Abschnitt erfolgt plötzlich, indem innerhalb von 40 cm der Anteil an *Abies*-Pollen von 0 auf 35% ansteigt. Wahrscheinlich ist das auf eine Lücke in der Sedimentationsfolge zurückzuführen. Der in diesem Profildereich rasche Wechsel von tonigem Torf mit schluffiger Kalkgyttja deutet darauf hin, daß eine beginnende Verlandung immer wieder durch erneute Überschwemmung unterbrochen wurde. Dabei wird in geringem Maß auch eine Erosion stattgefunden haben, die Lücken in der Sedimentationsfolge verursachte.

Für den *Abies*-reichen Abschnitt muß mit einer Sedimentmächtigkeit von über 5 m gerechnet werden. Zwei Möglichkeiten können diese große Mächtigkeit erklären: entweder dauerte der Zeitabschnitt sehr lange an, oder die Sedimentationsgeschwindigkeit war — durch tektonische Absenkung des Gebietes vielleicht begünstigt — verhältnismäßig groß.

Sedimentcharakter und Polleninhalte der Kempen-Krefelder Schichten deuten darauf hin, daß es sich bei diesen Sedimenten um Ablagerungen aus dem Bereich eines großen Flußsystems, und zwar des damals noch ungebändigten Rheins handelt. Die Voraussetzungen für die Entstehung einer Verlandungsfolge, welche das gesamte Holstein-Interglazial umfaßt hätte, waren denkbar ungünstig. Nur wo Flußschlingen abgeschnitten wurden und verlandeten, konnten organische Reste in größerer Menge angehäuft werden. Da der Fluß seinen Lauf aber immer wieder wechselte, wurden uns nur relativ kurze Abschnitte des gesamten Interglazials überliefert. Schwierig ist es nun, diese Teilabschnitte als holstein-zeitlich zu erkennen und in der richtigen Reihenfolge zusammenzusetzen.

Versucht man, die beiden bisher bekannten Abschnitte der Kempen-Krefelder Schichten nur auf Grund der pollenanalytischen Untersuchungen zu datieren, so ergibt sich, daß sie durch das Vorkommen von *Picea*-Pollen als interglaziale Ablagerungen gekennzeichnet sind. Gegenüber dem Eem-Interglazial ist der *Abies*-reiche Abschnitt gut unterschieden durch die hohen Anteile an *Abies*-Pollen und durch das Vorkommen von *Pterocarya*, *Castanea* und *Azolla*. Der *Abies*-freie Abschnitt dagegen ist, wenn *Pterocarya* und *Castanea* fehlen, nur durch das Vorkommen von *Azolla* unterscheidbar.

Von den Ablagerungen prae-holstein-interglazialer Warmzeiten ist der Tegelen-Ton durch das Vorkommen von *Fagus* und durch eine größere Zahl von Tertiär-Relikten gekennzeichnet, zu denen neben *Pterocarya* auch *Tsuga*, *Carya* und *Eucommia* gehören. Ablagerungen der Waal- und der Cromer-Warmzeit sind bisher im Niederrheingebiet nicht genügend aufgefunden und untersucht worden, um für diese charakteristische Merkmale angeben zu können.

Aus der Pollenführung allein kann also bereits mit einiger Sicherheit auf das holstein-interglaziale Alter der Kempen-Krefelder Schichten geschlossen werden. Solange jedoch mit dem Vorkommen etwas älterer Interglaziale (Cromer- und Waal-Interglazial) gerechnet werden muß, ist es ratsam, mehr als bisher auch die makroskopischen Pflanzen-

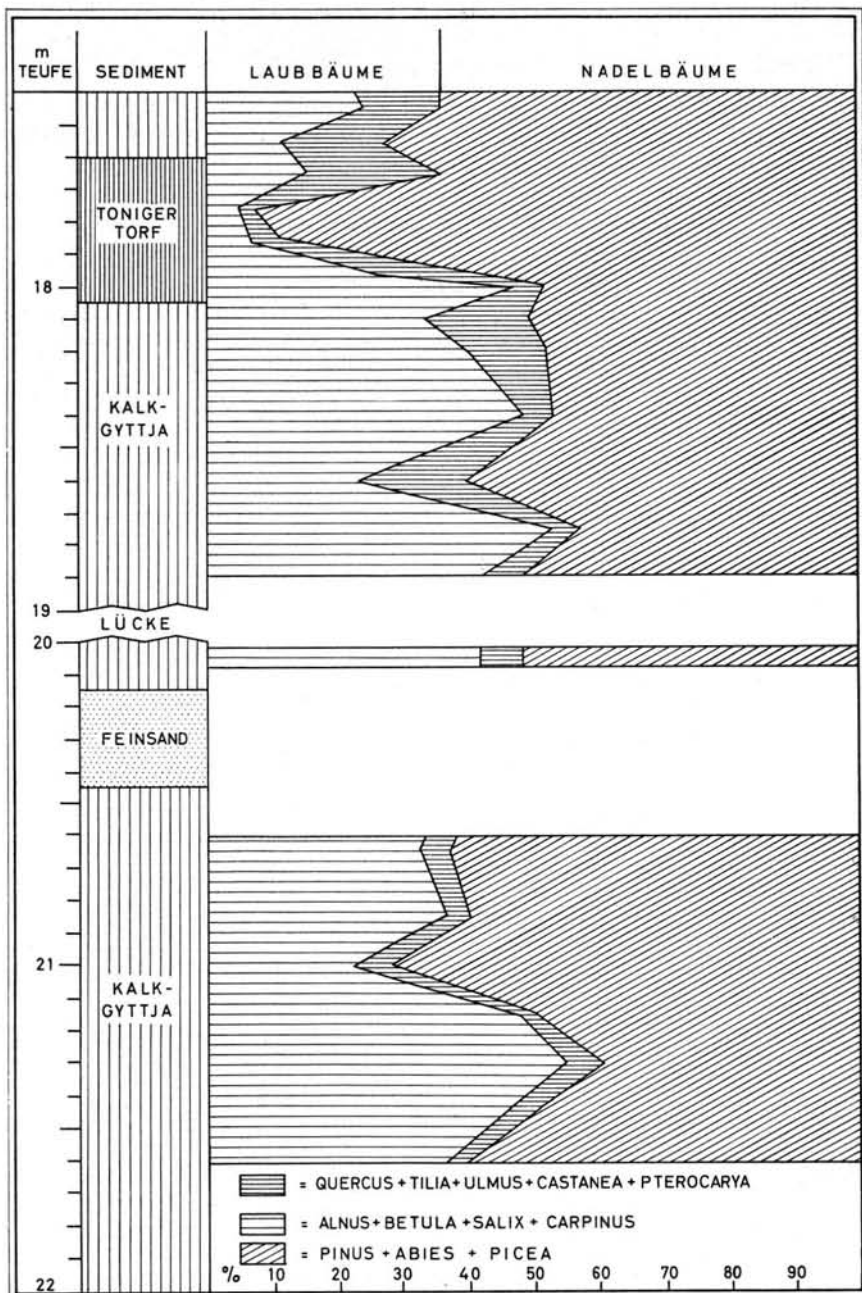


Abb. 6. Graphische Darstellung der prozentualen Anteile von Laubbäumen und Nadelbäumen im Pollendiagramm der aufgeschobenen, in sich ungestörten „Krefelder Schichten“ von Schacht Tönisberg.

reste zu berücksichtigen. Außerdem sollte in jedem Fall versucht werden, die stratigraphische Stellung der Sedimente im Hangenden und Liegenden zu ermitteln, um auf diese Weise ein größeres Maß an Sicherheit bei der zeitlichen Einstufung der interglazialen Sedimente zu erhalten.

Abschließend soll noch auf den hohen Anteil der Nadelbäume im Pollenspektrum der Kempen-Krefelder Schichten besonders hingewiesen werden. Da in den Pollenspektren neben *Pinus* meist auch *Abies* reichlich vertreten ist, wogegen die Pollen von *Picea* nur in geringer Menge vorkommen, macht der Gesamtanteil der Nadelhölzer meist mehr als 50%, in einigen Fällen sogar bis zu 90% aus (vgl. Abb. 6). Von den meisten Autoren wird ein hoher Anteil an Nadelbaum-Pollen als ein Hinweis auf kühleres Klima gedeutet. Da im vorliegenden Fall die Gattung *Abies* sehr stark an der Menge des Nadelbaum-Pollens beteiligt ist, kann jedoch weniger auf ein kühleres, als vielmehr auf ein humideres Klima geschlossen werden (vgl. Kap. VII).

3. Charakteristische Fossilien aus den holstein-interglazialen Ablagerungen am Niederrhein

Bisher war es vielfach auch bei pleistozänen Ablagerungen üblich, nach Leitfossilien zu suchen. Mit ihrer Hilfe sollten die entsprechenden Sedimente dann altersmäßig leicht zu erkennen sein. Leider stellte sich später häufig heraus, daß sich das Leitfossil eines Interglazials auch in älteren oder jüngeren Interglazialen fand, wodurch der eigentliche Charakter des Leitfossils verlorenging; oder es kam überhaupt so selten vor, daß es oft gar nicht gefunden werden konnte. Aus diesem Grunde ist es wenigstens im Pleistozän empfehlenswert, statt einer geringen Zahl von seltenen oder fraglichen Leitfossilien eine größere Zahl von charakteristischen Fossilien aus den verschiedensten Tier- und Pflanzengruppen für ein bestimmtes Interglazial anzugeben.

Für das Holstein-Interglazial am Niederrhein können nach den vorliegenden Untersuchungen folgende charakteristische Fossilien genannt werden:

Mollusken:	<i>Valvata naticina</i> MENKE <i>Vivipara (Paludina) diluviana</i> KUNTH
Ostrakoden:	<i>Ilyocypris steegeri</i> n. sp. <i>Cyclocypris huckei</i> TRIEBEL <i>Cyclocypris</i> n. sp.
Thallophyten:	<i>Tectochara meriani diluviana</i> MÄDLER
Pteridophyten:	<i>Azolla interglacialica</i> NIKITIN
Spermatophyten:	<i>Abies alba</i> MILLER <i>Euryale ferox</i> SALISBURY <i>Brasenia purpurea</i> (MICHEAUX) CASPARY <i>Crataegus acuticarpa</i> (REID) REID <i>Aldrovandia vesiculosa</i> LINNE <i>Vitis silvestris</i> GMELIN <i>Stratiotes intermedius</i> (HARTZ) CHANDLER <i>Najas flexilis</i> (WILLDENOW) ROSTK. & SCHMIDT

Je mehr der vorstehend genannten Arten gemeinsam in einem Sediment vorkommen, um so sicherer kann man auf das holstein-interglaziale Alter der Ablagerung schließen.

V. Vergleichende Untersuchungen in den „Krefelder Schichten“ der Inselberge

Als Inselberge bezeichnet man im Arbeitsgebiet eine Reihe von Einzelbergen, die etwa 5 km nordöstlich des Schaephuysener Höhenzuges liegen und sich parallel zu diesem von NW nach SE erstrecken (vgl. Abb. 1). Wie sich aus ihrem inneren Aufbau ergab, sind sie Reste eines Stauchmoränenwalles. Leider sind bei den meisten Inselbergen die früher vorhanden gewesenen Aufschlüsse weitgehend verfallen. Nur der Eyller Berg macht hiervon eine Ausnahme, so daß er allein für vergleichende Untersuchungen geeignet ist.

Der Aufbau des Eyller Berges wurde erstmals bekannt, als beim Neubau der Bahnlinie Moers—Geldern sein Nordende durchstochen wurde (vgl. P. G. KRAUSE 1918). In späteren Jahren begann die Zeche Friedrich Heinrich am Eyller Berg mit dem Abbau von Kies und Sand, die unter Tage zum Versatz und später über Tage zu Bauzwecken verwandt wurden. Die Aufschlüsse entstanden im zentralen Teil des Inselberges, und zwar von seiner Nordostflanke her. Dabei wurde — wie am Nordende des Berges — eine intensive Verschuppung von Sand- und Kieslagen mit Tonhorizonten festgestellt. Die Schuppen fallen alle nach NE ein, woher also der einseitige Druck herzuleiten ist, der vom Inlandeis der Saale-Eiszeit bewirkt wurde.

Die aufgeschlossenen Tonhorizonte, welche auf eine Erstreckung von 400 Metern 7 bis 11 mal auftreten, sind infolge Oxydation durch oberflächennahes Grundwasser stark verwittert. Der ursprüngliche Kalkgehalt ging weitgehend verloren; der Fossilinhalt wurde nahezu ganz zerstört. Bisher konnten nur wenige Opercula von *Bithynia tentaculata* und Gehäuse von *Valvata naticina* in diesem Ton nachgewiesen werden (P. G. KRAUSE 1912, 1918). Die zeitliche Einstufung der Tonhorizonte als „Krefelder Schichten“ des Holstein-Interglazials wurde dadurch aber wahrscheinlich gemacht.

Die Sande und Kiese, die sich zwischen den Tonhorizonten finden, weisen Quarzgehalte von 33 bis 42% auf (J. D. DE JONG 1956, G. C. MAARLEVELD 1956). Sie werden deshalb der Unteren Mittelterrasse zugerechnet. Den Aufbau des Eyller Berges erklärte man sich daraufhin so, daß durch den Druck des Inlandeises die „Krefelder Schichten“ mit den auflagernden Sanden und Kiesen der Unteren Mittelterrasse intensiv verschuppt worden seien.

Die großen Aufschlüsse im Eyller Berg sollen in den nächsten Jahren mit Schutt wieder zugefüllt werden. Um die Einwirkung der Schuttmassen auf das Grundwasser überprüfen zu können, mußten einige Beobachtungsbrunnen angelegt werden. Das Probenmaterial dieser Brunnenbohrungen wurde durch Herrn Markscheider REICHEL vom Steinkohlenbergwerk Friedrich-Heinrich-A.G., Kamp-Lintfort, für wissenschaftliche Untersuchungen freundlicherweise zur Verfügung gestellt, wofür an dieser Stelle herzlich gedankt sei.

Zur Untersuchung lagen Probenserien von 7 Bohrungen vor. Davon wurden die Bohrungen E 1 bis E 6 am Außenrand des Eyller Berges, die Bohrung E IV weiter bergwärts von der Sohle des Kiesgrubenaufschlusses aus abgeteuft. Leider erreichte keine der Bohrungen den tertiären Untergrund der pleistozänen Sedimente.

Die Lagepunkte der einzelnen Bohrungen, ihre unterschiedlichen vertikalen Reichweiten und die erschlossenen Schichten ergeben sich aus Abb. 7.

Alle erfolgversprechenden Sedimente wurden mit H_2O_2 aufbereitet und geschlämmt. Die Schlämnrückstände wurden getrocknet und auf ihre Fossilführung untersucht. Dabei erwiesen sich die Sedimente der Bohrungen E 2 und E 6 als fossilifer. In der fossilführenden Schicht von Bohrung E 5 fand sich nur ein Kalkplättchen von *Agriolimax*. Es ist sehr wahrscheinlich, daß es sich bei diesem Sediment um Schwemmlöß handelt und nicht um eine holstein-interglaziale Ablagerung. Die Fossilien aus den übrigen Bohrungen werden in Tabelle 12 namentlich zusammengestellt.

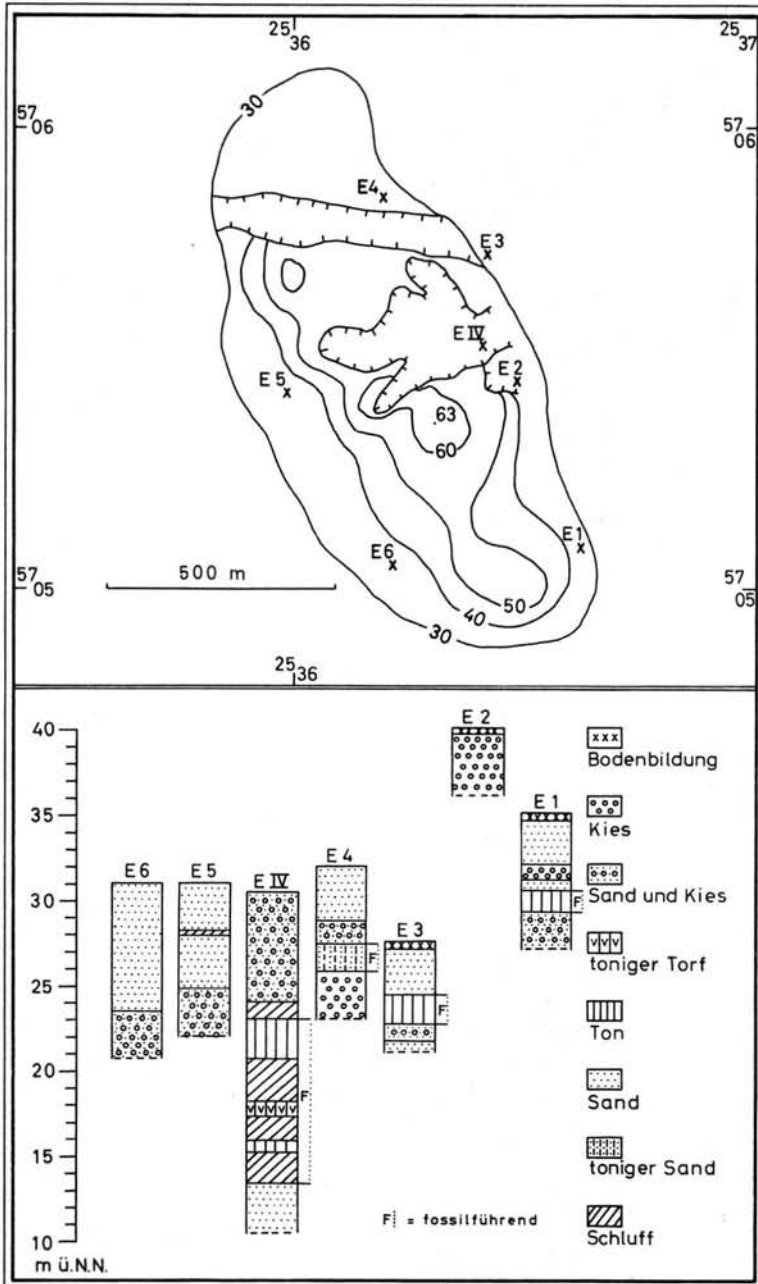


Abb. 7. Bohrprofile vom Eyller Berg bei Moers.

Tabelle 12

Fossilien aus den holstein-interglazialen Ablagerungen des Eyller Berges. H = häufig (mehr als 5 Exemplare), S = selten (1 bis 5 Exemplare), — = fehlend.

Fossilien:	Bohrung:	E 1	E 3	E 4	E IV
1	<i>Valvata naticina</i>	—	—	—	S
2	<i>Bithynia tentaculata</i>	—	S	S	H
3	<i>Agriolimax laevis</i>	—	—	—	S
4	<i>Unio</i> sp.	—	S	—	S
5	<i>Pisidium</i> sp.	—	—	—	S
6	<i>Ilyocypris gibba</i>	S	—	—	—
7	<i>Erpetocypris reptans</i>	—	—	—	S
8	Fischschuppen-Bruchstücke	—	—	—	S
9	Cypriniden-Schlundzähne	S	—	—	H
10	? <i>Rana</i> sp.	—	—	—	S
11	<i>Tectochara meriani diluviana</i>	—	—	—	H
12	<i>Chara</i> sp.	—	—	—	H
13	<i>Campyllum stellatum</i>	S	S	—	S
14	<i>Azolla interglacialica</i>	S	H	H	H
15	<i>Salvinia natans</i>	S	S	S	S
16	<i>Abies alba</i>	—	—	—	S
17	<i>Ranunculus aquatilis</i>	—	S	S	H
18	<i>Ranunculus sceleratus</i>	S	—	H	H
19	<i>Ranunculus lingua</i>	—	S	—	S
20	<i>Nuphar luteum</i>	S	—	S	—
21	<i>Nymphaea alba</i>	S	—	—	S
22	<i>Ceratophyllum demersum</i>	S	—	H	S
23	<i>Rubus caesius</i>	—	—	—	S
24	<i>Rubus</i> sp.	—	H	—	—
25	<i>Myriophyllum spicatum</i>	—	—	S	H
26	<i>Hippuris vulgaris</i>	—	—	S	—
27	<i>Aldrovandia vesiculosa</i>	—	—	S	—
28	<i>Vitis silvestris</i>	—	—	—	S
29	<i>Hydrocotyle vulgaris</i>	—	S	—	—
30	<i>Oenanthe aquatica</i>	S	S	S	S
31	<i>Alnus glutinosa</i>	H	—	—	—
32	<i>Alnus incana</i>	S	—	—	—
33	<i>Alnus</i> sp.	S	S	—	S
34	<i>Urtica dioica</i>	S	H	S	S
35	<i>Urtica</i> sp.	—	—	—	S
36	<i>Rumex maritimus</i>	S	—	S	S
37	<i>Rumex hydrolapathum</i>	S	—	—	—
38	<i>Lycopus europaeus</i>	—	—	—	S
39	<i>Mentha</i> sp.	—	S	—	—
40	<i>Solanum dulcamara</i>	—	S	—	S
41	<i>Sambucus nigra</i>	S	—	—	S
42	<i>Alisma plantago-aquatica</i>	—	S	S	S
43	<i>Sagittaria sagittifolia</i>	—	H	S	—
44	<i>Stratiotes intermedius</i>	—	S	S	—
45	<i>Potamogeton pusillus</i>	—	—	—	S
46	<i>Potamogeton</i> sp.	—	—	—	S
47	<i>Najas minor</i>	—	—	S	H
48	<i>Najas marina</i>	—	—	—	S
49	<i>Najas flexilis</i>	—	—	—	H
50	<i>Zannichellia palustris</i>	—	—	S	H
51	<i>Scirpus</i> sp.	—	—	—	S
52	<i>Carex</i> sp.	S	S	S	S
53	<i>Sparganium ramosum</i>	—	S	—	—

Auf Grund der nun bekannten Fossilführung kann gesagt werden, daß es sich bei den tonigen Einschaltungen vom Eyller Berg tatsächlich um die „Krefelder Schichten“ des Holstein-Interglazials handelt. Für den stratigraphischen Aufbau ergibt sich, vor allem auf Grund von Bohrung E IV, daß nur höhere Teile der „Krefelder Schichten“ mit den

auflagernden Sanden und Kiesen der Unteren Mittelterrasse verschuppt wurden. Die tiefsten Ablagerungen, welche durch die Bohrungen aufgeschlossen wurden, zeigen einen allmählichen Übergang zu gröberkörnigen Sedimenten, wie dies auch im Profil von Schacht Tönisberg zu beobachten war. Es ist deshalb anzunehmen, daß die tiefsten erbohrten Ablagerungen „Krefelder Schichten“ in situ darstellen.

Die fossilführenden Sedimente von Bohrung E 4 lieferten zwar reichlich Fossilien, die auf ein holstein-interglaziales Alter der Ablagerungen hinweisen; der Sedimentcharakter spricht jedoch eindeutig dagegen. Hier liegt entweder eine Fließerde vor oder wahrscheinlicher noch eine Grundmoräne, von der holstein-interglaziale Sedimente aufgenommen wurden.

Bemerkenswert ist noch, daß durch die obigen Untersuchungen nur im zentralen Teil und an der Ostflanke des Eyller Berges „Krefelder Schichten“ nachgewiesen werden konnten; an der Westflanke fehlen sie. Diese Tatsache ist mit von Bedeutung für die Vorstellungen über die Entstehung der Stauchmoränenwälle am Niederrhein (vgl. Kap. VIII.).

VI. Vergleichende Untersuchungen in den „Kempener Schichten“

Aus dem Untergrund der Gegend von Krefeld sind seit nahezu 100 Jahren tonige und torfige Sedimente bekannt. Fossilien wurden aus diesen Ablagerungen wohl erstmals von E. KÖNIGS (1908) gemeldet, aber nicht bestimmt und ihr Vorkommen falsch ausgedeutet. Erst durch K. BERTSCH, A. STEEGER & U. STEUSLOFF (1931) wurde die Fossilführung genauer untersucht, wobei sich eindeutig ein interglaziales Alter der Ablagerungen ergab.

A. STEEGER (1931b) hatte Bedenken, diese Ablagerungen mit den „Krefelder Schichten“ der Stauchmoränenwälle oder mit den „Moerser Schichten“ aus dem Pattberg-Schacht 1 bei Repelen gleichzusetzen und gab ihnen daher den besonderen Namen „Kempener Schichten“. Als solche erwiesen sich von den anfangs beschriebenen Vorkommen im Lauf der Zeit nur die Schichten aus den Bohrungen Kempener Feld und Heideck bei Krefeld. Die Schichten aus der Bohrung Neuwerk bei Mönchen-Gladbach wurden später (A. STEEGER 1952a) mit dem Sondernamen „Neuwerker Schichten“ belegt, weil sie sich durch das Vorkommen von *Fagus*-Pollen (bis zu 10%) auszeichneten. Die Proben, welche aus der Bohrung Neuwerk untersucht wurden, konnten erst nachträglich von der Halde aufgesammelt werden. Es muß daher mit einer Verunreinigung durch rezente *Fagus*-Pollen gerechnet werden. Ansonsten spricht das Vorkommen von *Fagus*-Pollen neben Samen von *Stratiotes intermedius* für ein altpleistozänes Alter dieser interglazialen Schichten. Es ist sehr zu wünschen, daß die „Neuwerker Schichten“ einer erneuten Untersuchung zugänglich gemacht werden.

Ogleich die „Kempener Schichten“ im Untergrund der Gegend von Krefeld weit verbreitet sind und seit 1931 durch zahlreiche Bohrungen aufgeschlossen wurden, sind seit der Arbeit von K. BERTSCH, A. STEEGER & U. STEUSLOFF (1931) nur noch pollenanalytische Untersuchungen einzelner Proben aus diesen Ablagerungen durchgeführt worden. Unsere Kenntnis von der Fossilführung der „Kempener Schichten“ blieb daher auf eine kleine Molluskenfauna und einzelne Pollenspektren beschränkt.

Die pollenanalytischen Untersuchungen der „Kempener Schichten“ zeigten das gleiche Ergebnis wie die der „Krefelder Schichten“: neben Proben mit hohen Anteilen an *Abies*-Pollen kamen solche vor, in denen *Abies*-Pollen fast oder völlig fehlten. Auch die übrigen Baumpollen zeigten in beiden Ablagerungen eine ähnliche Verteilung, so daß H. KARRENBURG & U. REIN (1951) nicht zögerten, diese beiden interglazialen Horizonte gleichzusetzen. Unter der älteren Bezeichnung „Krefelder Schichten“ wurden sie vereint; die

Bezeichnung „Kempener Schichten“ sollte in Wegfall kommen. Dieses Vorgehen war insofern unglücklich, als die Diskussionen um die Altersstellung der „Kempener Schichten“ nicht aufhörten. Unter der Bezeichnung „Krefelder Schichten“ konnte jetzt aber zweierlei verstanden werden: einmal die Bezeichnung von A. STEEGER (1927b, 1931b, 1952a), zum anderen die Ausdeutung durch H. KARRENBERG & U. REIN (1951).

Die Sedimente im Liegenden der „Kempener Schichten“ sind auf Grund von sediment-petrographischen Untersuchungen als Ablagerungen der Mittleren Mittelterrasse gedeutet worden (J. D. DE JONG 1956, C. G. MAARLEVELD 1956). H. KARRENBERG & U. REIN (1951), die diese Sedimente noch als Hauptterrassen-Ablagerungen angesehen hatten, stellten bei der Untersuchung einer großen Zahl von Bohrungen aus dem Bereich der Stadt Krefeld fest, daß die Sedimente im Liegenden der „Kempener Schichten“ einen einheitlichen Aufbau zeigen: ihre Basis wird stets von Feinsanden des marinen Tertiärs gebildet; die tieferen Horizonte sind grobkiesig; nach oben hin nimmt die Korngröße allmählich ab; der Übergang zu den interglazialen Sedimenten (Feinsande, Tone, Torfe) erfolgt fast unmerklich, so daß eine basale Begrenzung der „Kempener Schichten“ ohne eingehende Untersuchung von Probenmaterial nicht möglich ist. Daraus wurde gefolgert, daß die „Kempener Schichten“ aus einer älteren Sedimentationsfolge hervorgehen und diese abschließen.

Über den „Kempener Schichten“ lagern mit scharfer Grenze Kiese und Sande der Krefelder Mittelterrasse, deren zeitliche Stellung noch nicht eindeutig festgelegt werden konnte. K. N. THOME (1958, 1959) fand einleuchtende Gründe dafür, daß die Sedimente der Krefelder Mittelterrasse zur Zeit der größten Inlandeis-Ausdehnung während des Drenthe-Stadiums der Saale-Eiszeit zur Ablagerung kamen, als der Rhein durch das Inlandeis nach Westen abgedrängt worden war und ein breites Hochwasserbett bildete. K. H. KAISER dagegen (K. H. KAISER & R. SCHÜTRUMPF 1960, K. H. KAISER 1961) und W. PAAS (1961) nehmen an, daß die Sedimente der Krefelder Mittelterrasse erst während des Warthe-Stadiums der Saale-Eiszeit abgelagert wurden, während E. MÜCKENHAUSEN (1954) wie einige Vorgänger die Krefelder Mittelterrasse in die Weichsel-Eiszeit einliedert.

Auf die unterschiedliche Altersstellung der Krefelder Mittelterrasse durch die einzelnen Autoren ist es zurückzuführen, daß auch das Alter der „Kempener Schichten“ immer wieder diskutiert wurde. Drei Möglichkeiten kamen dabei aus obigen stratigraphischen Gründen in Betracht: entweder vertreten die „Kempener Schichten“ das Holstein-Interglazial, das Gerdau-Interstadial (? Ohe-Interglazial) oder gar das Eem-Interglazial. Von einigen Autoren (A. STEEGER 1931b, 1952a; K. H. KAISER & R. SCHÜTRUMPF 1960, K. H. KAISER 1961) wurde neben stratigraphischen Gründen als Einwand gegen ein holsteinzeitliches Alter der „Kempener Schichten“ eine Faunenverschiedenheit gegenüber den „Krefelder Schichten“ geltend gemacht.

Um die Diskussionen über die zeitliche Stellung der „Kempener Schichten“ einem Ende näherzubringen, erschien es vor allem ratsam, die Fossilführung dieser Schichten besser kennenzulernen. Gelegenheit dazu wurde geboten, als 1960 bei den Baugrunduntersuchungen für den geplanten Neubau des Geologischen Landesamtes in Krefeld, De-GreifstraÙe, zwei Bohrungen niedergebracht wurden, welche die „Kempener Schichten“ in einer Mächtigkeit von etwa 5 m durchteuften. Die Proben dieser Bohrungen wurden freundlicherweise von Herrn Dr. J. KALTERHERBERG für paläontologische Untersuchungen zur Verfügung gestellt, wofür an dieser Stelle bestens gedankt sei.

Die Lage der Bohrungen ist folgende: Meßtischblatt Krefeld (Nr. 4605), R 37400, H 89610 und R 37410, H 89690. Die Geländehöhe beträgt 39 m ü.N.N.; es wurden Teufen von 18,6 bzw. 18,7 m unter Gelände erreicht, wobei von oben nach unten nachstehende Schichtenfolgen aufgeschlossen wurden:

Bohrung 1	Bohrung 2	
0— 0,4 m	0— 0,2 m	Mutterboden;
— 1,05 m	— 0,9 m	gelblichbrauner Lößlehm: wechsel-eiszeitlich;
— 11,85 m	— 11,15 m	gelblichbrauner Grob-, Mittel- und Feinsand mit Fein- und Mittelkies: Krefelder Mittelterrasse;
— 16,95 m	— 16,4 m	Wechselagerung von tonigem Torf mit tonigem und humosem, z. T. kalkhaltigem Schluff, der in tieferen Lagen in Feinsand übergeht: „Kempener Schichten“;
— 18,6 m	— 18,7 m	grauer Fein-, Mittel- und Grobsand mit etwas Feinkies: Mittlere Mittelterrasse.

Schichtenverzeichnisse früherer Bohrungen, die nur wenige hundert Meter von den beiden vorstehend beschriebenen Bohrungen entfernt niedergebracht wurden, zeigen, daß die Ablagerungen der Mittleren Mittelterrasse zur Tiefe hin grobkörniger werden und im untersten Teil auch eine sekundäre Fossilführung aufweisen. Die Grenze der pleistozänen Ablagerungen zu den Feinsanden des marinen Tertiärs wurde 550 m östlich unserer Bohrungen bei 33 m Teufe erbohrt.

Von den „Kempener Schichten“ wurden 10 Proben aus der Bohrung 1 und weitere 18 Proben aus der Bohrung 2 untersucht; alle Proben erwiesen sich als mehr oder weniger stark fossilführend. Weitere 5 Proben wurden von den Ablagerungen der Mittleren Mittelterrasse untersucht; sie waren alle fossilleer. Die basale Grenze der interglazialen Sedimente wurde daraufhin dort gezogen, wo die Fossilführung beginnt.

Die Fossilführung besteht in der Hauptsache aus Pflanzenresten, wobei Früchte und Samen überwiegen. Daneben kommen Reste von einigen Gastropoden und ganz untergeordnet auch solche von Wirbeltieren vor. Eine Übersicht über die nachgewiesenen Gattungen und Arten vermittelt Tabelle 13.

Tabelle 13

Fossilien aus den „Kempener Schichten“ der Bohrungen De-Greif-Strasse in Krefeld;
H = häufig (mehr als 5 Exemplare), S = selten (1—5 Exemplare).

1	<i>Valvata</i> sp.	S	20	<i>Hydrocotyle vulgaris</i>	S
2	<i>Bithynia tentaculata</i>	H	21	<i>Oenanthe aquatica</i>	H
3	<i>Succinea</i> sp.	S	22	<i>Alnus glutinosa</i>	H
4	<i>Agriolimax</i> sp.	H	23	<i>Alnus incana</i>	S
5	? <i>Clausilia</i> sp.	H	24	<i>Alnus</i> sp.	H
6	? <i>Helix</i> sp.	H	25	<i>Urtica dioica</i>	H
7	? <i>Rana</i> sp.	S	26	<i>Urtica</i> sp.	H
8	Fischschuppen-Bruchstücke	S	27	<i>Stellaria</i> sp.	S
9	<i>Azolla interglacialica</i>	H	28	<i>Lycopus europaeus</i>	H
10	<i>Salvinia natans</i>	H	29	<i>Mentha</i> sp.	S
11	<i>Ranunculus aquatilis</i>	H	30	<i>Solanum dulcamara</i>	S
12	<i>Ranunculus sceleratus</i>	H	31	<i>Bidens tripartitus</i>	H
13	<i>Ranunculus lingua</i>	S	32	<i>Alisma plantago-aquatica</i>	H
14	<i>Ranunculus</i> cf. <i>repens</i>	H	33	<i>Sagittaria sagittifolia</i>	S
15	<i>Nuphar luteum</i>	S	34	<i>Stratiotes intermedius</i>	H
16	<i>Ceratophyllum demersum</i>	S	35	<i>Carex</i> sp.	H
17	<i>Rubus</i> sp.	H	36	<i>Typha</i> cf. <i>angustifolia</i>	H
18	<i>Elatine hydropiper</i>	S	37	<i>Sparganium ramosum</i>	H
19	<i>Vitis silvestris</i>	S			

Durch G. v. D. BRELIE (1960b) wurden vier Proben aus der Bohrung 1 und eine Probe aus der Bohrung 2 pollenanalytisch untersucht (vgl. Tabelle 14). Diese Untersuchungen zeigen, daß alle Proben durch die Vorherrschaft von *Alnus* charakterisiert sind. Die Pollen von *Abies* konnten nur in einer Probe mit 1% nachgewiesen werden, so daß die aufgeschlossenen Ablagerungen dem *Abies*-freien Abschnitt der „Kempener Schichten“ zugeordnet werden müssen. Auf holstein-interglaziales Alter deutet nur das Vorkommen

von *Castanea* in einer Probe mit 1% hin; ansonsten könnten die Proben ebensogut eem-interglazialen Ablagerungen entstammen. Zieht man jedoch die Ergebnisse der Untersuchung makroskopischer Pflanzenreste aus diesen Schichten hinzu, so ergeben sich aus dem gemeinsamen Vorkommen von *Azolla interglacialica*, *Vitis silvestris* und *Stratiotes intermedius* aber deutliche Hinweise auf das holstein-interglaziale Alter der Sedimente, solange diese Pflanzen in eindeutig jüngeren interglazialen Ablagerungen nicht nachgewiesen werden können.

Tabelle 14

Pollenspektren von 5 Proben der „Kempener Schichten“ aus den Bohrungen De-Greif-Straße in Krefeld.

Proben-Nr.	53 815	816	817	818	819
<i>Pinus</i>	17	20	33	43	16%
<i>Picea</i>	—	2	1	—	—
<i>Abies</i>	—	—	—	—	1
<i>Salix</i>	16	—	1	1	13
<i>Betula</i>	1	—	1	2	—
<i>Alnus</i>	62	78	60	53	66
<i>Quercus</i>	2	—	—	1	1
<i>Tilia</i>	—	—	2	—	1
<i>Ulmus</i>	1	—	1	—	1
<i>Carpinus</i>	1	—	—	—	—
<i>Castanea</i>	—	—	—	—	1
<i>Corylus</i>	—	2	2	1	3%
<i>Ilex</i>	—	—	1	—	—
Gramineae	6	—	1	2	3
Cyperaceae	1	—	—	—	2
<i>Nymphaea</i>	1	—	—	—	1
<i>Sparganium</i>	3	—	—	2	9
<i>Typha</i>	1	—	—	1	1
Filices	1	6	1	5	—
Sphagnum	1	—	1	1	—

Zu besprechen bliebe noch die Molluskenfauna, die sich von derjenigen aus den „Krefelder Schichten“ erheblich unterscheiden soll. Nachgewiesen wurden bisher nur Gastropoden, von denen U. STEUSLOFF (in K. BERTSCH, A. STEEGER & U. STEUSLOFF 1931) folgende Arten bestimmen konnte:

<i>Goniodiscus rotundatus</i> MÜLL.	5 Exemplare
<i>Eulota fruticum</i> MÜLL.	1 „
<i>Fruticicola</i> cf. <i>hispida</i> L.	2 „
<i>Monacha incarnata</i> MÜLL.	1 „
<i>Helicodonta obvoluta</i> MÜLL.	2 „
<i>Arianta arbustorum</i> L.	4 „
<i>Cepaea nemoralis</i> L.	1 „
<i>Cepaea hortensis</i> MÜLL.	1 „
<i>Clausilia</i> (<i>Laciniaria</i>) <i>biplicata</i> MONTAGU	1 „
<i>Succinea</i> sp.	1 „
<i>Vallonia costata</i> MÜLL.	2 „
<i>Ena montana</i> DRAPARNAUD	2 „
<i>Cochlicopa lubrica</i> MÜLL.	2 „
<i>Stagnicola palustris</i> MÜLL.	1 „

Hierzu können aus den „Kempener Schichten“ der Bohrungen De-Greif-Straße in Krefeld noch folgende Arten hinzugefügt werden:

<i>Valvata</i> sp.	2 Exemplare
<i>Bitthynia tentaculata</i> L.	14 „ (Deckel)
<i>Agriolimax</i> sp.	6 „

Alle gesperrt gedruckten Gattungen und Arten sind auch aus den „Krefelder Schichten“ bekannt.

Bei den Arten, die durch U. STEUSLOFF nachgewiesen wurden, handelt es sich ausschließlich um Landschnecken. Diese Tatsache ist bemerkenswert, weil die Ablagerungen aus limnisch-fluviatilen Sedimenten bestehen. Die Gastropoden sind also im Hochwassergerüst eines Altwassers aus den damaligen Auenwäldern des Rheins zusammengeschwemmt worden und stellen daher ein allochthones Element dieser Ablagerungen dar. Ein altersmäßiger Unterschied gegenüber den „Krefelder Schichten“ ergibt sich daraus keineswegs, zumal dort 50% dieser Gastropoden ebenfalls nachgewiesen werden konnten. Der vorhandene Unterschied ist vielmehr rein faziell bedingt. Daß bei fortgesetzter Aufsammlung und Untersuchung der Fauna aus den „Kempener Schichten“ eine größere Übereinstimmung mit den Funden aus den „Krefelder Schichten“ erzielt wird, ergibt sich zum Beispiel aus den Funden, welche die Bohrungen De-Greiff-Straße erbrachten. Durch diese wurden für die „Kempener Schichten“ erstmals Wasserschnecken, also autochthone Elemente dieser Ablagerungen nachgewiesen.

Für eine Gleichsetzung der „Kempener Schichten“ mit den „Krefelder Schichten“ lassen sich folgende Gründe anführen:

1. Die „Kempener Schichten“ gehen wie die „Krefelder Schichten“ ohne scharfe Grenze aus der älteren Sedimentationsfolge der Mittleren Mittelterrasse hervor und schließen diese ab.

2. Eine scharfe Grenze, wie sie für eine Erosionsdiskordanz gefordert werden muß, findet sich nur an der Oberkante der „Kempener Schichten“. Die Altersstellung der Krefelder Mittelterrasse hat daher wenig Einfluß auf die zeitliche Einstufung der „Kempener Schichten“.

3. Pollenanalytische Untersuchungen zeigen, daß sowohl „Kempener“ als auch „Krefelder Schichten“ einen *Abies*-reichen und einen *Abies*-freien Abschnitt aufweisen.

4. Der Nachweis von *Azolla interglacialica*, *Vitis silvestris* und *Stratiotes intermedius* in den „Kempener Schichten“ spricht für deren Einstufung in das Holstein-Interglazial, solange diese Pflanzen in eindeutig jüngeren Ablagerungen nicht nachgewiesen werden können.

5. Ein altersmäßiger Faunenunterschied zwischen „Kempener“ und „Krefelder Schichten“ existiert nicht. Die vorhandenen Unterschiede sind vielmehr rein faziell bedingt oder in der geringeren Erforschung der „Kempener Schichten“ begründet.

Aus den vorstehend genannten Gründen werden die „Kempener Schichten“ mit den „Krefelder Schichten“ gleichgesetzt. Als Bezeichnung für diese holstein-interglazialen Ablagerungen am Niederrhein wird der Name Kempen-Krefelder Schichten vorgeschlagen.

In der nachfolgenden Tabelle wird die stratigraphische Stellung der mittel- und jungpleistozänen Ablagerungen des Niederrheingebietes so dargestellt, wie sie sich nach den durchgeführten Untersuchungen ergibt.

VII. Klimatische Verhältnisse im Niederrheingebiet während des Holstein-Interglazials

Für die Beurteilung der klimatischen Verhältnisse am Niederrhein während des Holstein-Interglazials können hauptsächlich nur die gefundenen Pflanzenreste herangezogen werden. Die Ostrakoden und Mollusken sind so sehr vom örtlichen Kleinklima abhängig, daß sie für solche Betrachtungen weitgehend auszuschalten sind.

Im Niederrheingebiet entspricht die durch Fossilfunde belegte Flora des Holstein-Interglazials weitgehend der heutigen (vgl. Tabelle 16), woraus sich folgern läßt, daß auch das damalige Klima weitgehend dem der Jetztzeit entsprach, also daß der atlantisch-ozeanische Typ der gemäßigten Breiten vorherrschend war.

Tabelle 15

Stratigraphische Gliederung der Ablagerungen des Mittel- und Jungpleistozäns am Niederrhein.

Jungpleistozän	Weichsel- (Würm-) Glazial		Jüngere Niederterrasse	
			Erosion	
			Ältere Niederterrasse	
	Eem-Interglazial		Weezer Schichten	
Saale- (Riß-) Glazial	Warthe- Stadium	Erosion		
	Gerdau- Interstadial			
	Drenthe- Stadium	Krefelder Mittel- terrasse	Inlands am Niederrhein. Bildung der Endmoränen	
		Erosion		Untere Mittelterrasse
Mittelpleistozän	Holstein-Interglazial		Erosion	
			Kempen-Krefelder Schichten	
			„Moerser Schichten“ Mittlere Mittelterrasse	
	Elster- (Mindel-) Glazial		Erosion	
		Obere Mittelterrasse		
Cromer-Interglazial		?		

Unterschiede ergeben sich insofern, als einige der Interglazial-Pflanzen in der heutigen Flora fehlen. Dabei handelt es sich vor allem um Wasserpflanzen (*Trapa natans*, *Aldrovandia vesiculosa*, *Najas minor*, *Najas marina*, *Najas flexilis*, *Elatine hydropiper* und *Salvinia natans*), eine Pflanze des Auenwaldes (*Vitis silvestris*) sowie *Abies alba* und *Physalis alkekengi*. Selbstverständlich fehlen der heutigen Flora auch die rezent noch nicht bekannten Pflanzen *Azolla interglacialica*, *Stratiotes intermedius*, *Crataegus acuticarpa* und *Tectochara meriani diluviana*.

Die Tatsache, daß etliche Wasserpflanzen heute nicht mehr im Niederrheingebiet vorkommen, ist zum Teil der vom Menschen intensiv durchgeführten Entwässerung zuzuschreiben. Dies wird dadurch bewiesen, daß einige der heute nicht mehr vorhandenen Wasserpflanzen (z. B. *Trapa natans*, *Najas minor*, *Najas marina*, *Elatine hydropiper*) in historischer Zeit noch beobachtet worden sind (vgl. Tabelle 16). Viele Wasserpflanzenstandorte sind erst in den letzten Jahrzehnten verlorengegangen oder in ihrer Ausdeh-

	Holstein-IG	1842 WIRTGEN	1846 ANTZ	1857 WIRTGEN	1860 LOEHR	1878 FOERSTER	1886 MEIGEN	1907 HÖPPNER	1926 HÖPPNER-PREUSS	1936/38 LAVEN-THYSSEN	1959 LAVEN-THYSSEN
35 <i>Euryale ferox</i>	S	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
36 <i>Brasenia purpurea</i>	S	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
37 <i>Ceratophyllum demersum</i>	H	H	H	H	H	H	H	H	H	S	S
38 <i>Ceratophyllum submersum</i>	S	S	—	S	S	H	—	—	S	—	S
39 <i>Crataegus acuticarpa</i>	H	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
40 <i>Prunus spinosa</i>	S	H	H	H	H	H	H	H	H	H	H
41 <i>Rubus caesius</i>	S	H	?	H	H	H	H	H	H	H	H
42 <i>Trapa cf. natans</i>	H	S	—	S	S	S	—	—	—	—	—
43 <i>Myriophyllum spicatum</i>	H	H	H	H	H	H	H	—	S	S	S
44 <i>Hippuris vulgaris</i>	H	H	S	S	H	H	—	S	S	—	—
45 <i>Elatine hydropiper</i>	S	S	—	S	H	—	—	—	S	—	—
46 <i>Aldrovandia vesiculosa</i>	S	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
47 <i>Sparganium ramosum</i>	H	H	H	H	H	H	H	H	H	H	H
48 <i>Typha cf. angustifolia</i>	H	H	H	H	H	H	H	H	H	H	H
49 <i>Alisma plantago-aquatica</i>	H	H	H	H	H	H	H	H	H	H	H
50 <i>Sagittaria sagittifolia</i>	H	H	H	S	H	H	H	H	H	H	H
51 <i>Stratiotes intermedius</i>	S	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
52 <i>Stratiotes aloides</i>	S	S	—	—	—	S	H	S	S	—	—
53 <i>Potamogeton pusillus</i>	H	H	H	H	H	H	S	H	H	S	S
54 <i>Najas minor</i>	H	—	—	—	—	S	—	—	S	—	—
55 <i>Najas marina</i>	H	S	—	S	—	S	—	—	—	—	—
56 <i>Najas flexilis</i>	H	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
57 <i>Zannichellia palustris</i>	H	H	H	S	S	S	S	H	S	—	S
58 <i>Scirpus lacustris</i>	H	H	H	H	H	H	H	H	H	H	H

nung erheblich eingeengt worden. Die Tendenz hält noch an, so daß mit dem Verschwinden weiterer Wasserpflanzen-Arten aus unserem Gebiet gerechnet werden muß.

Damit sind aber noch nicht alle Unterschiede zwischen der holstein-interglazialen und der heutigen Flora unseres Gebietes begründet. Das Vorkommen von *Vitis silvestris* und die starke Beteiligung der Erle an der damaligen Vegetation weist auf ausgedehnte Auenwälder hin, die heute am Niederrhein fast ganz fehlen. Während des Holstein-Interglazials muß demnach das Klima humider gewesen sein als heute. Eine erhöhte Bodenfeuchtigkeit kann, wie es E. ZIMMERMANN (1928) getan hat, mit einem Anstieg des Grundwassers infolge tektonischer Absenkung des Gebietes erklärt werden. Das reichliche Vorkommen von *Abies* dürfte daneben aber auch auf eine höhere Luftfeuchtigkeit hinweisen. Diese kann durch eine größere Niederschlagsmenge und durch stärkere Verdunstung unter Einwirkung eines wärmeren Klimas erklärt werden.

Für die Niederschlagsmenge im Niederrheingebiet ist vor allem der Höhenunterschied zwischen der Ebene und dem gebirgigen Hinterland maßgebend. Wollen wir für das

Holstein-Interglazial eine größere Höhendifferenz und damit verbunden höhere Niederschläge annehmen, so finden wir diese Annahme bestätigt. Denn zur Mittelterrassen-Zeit wurde das Mittel- und Niederrheingebiet von einer allgemeinen Heraushebung betroffen. Die Flüsse schnitten sich daraufhin tief in das Gebirge ein; zeitweise wurde diese Talerosion auch von Wiederaufschotterungen unterbrochen. Aus der unterschiedlichen Höhenlage und Mächtigkeit solcher Ablagerungen im Mittel- und Niederrheingebiet können wir auf eine größere Höhendifferenz zwischen diesen beiden Gebieten im Vergleich zur Jetztzeit schließen. Größere Höhenunterschiede bestanden dabei sowohl in der Fließrichtung des Rheins als auch quer dazu von Osten nach Westen. Das niederrheinische Tiefland blieb also innerhalb der allgemeinen Hebung zurück, je nördlicher um so stärker.

Auf die Einwirkung eines etwas wärmeren Klimas im Holstein-Interglazial weisen vor allem einige Wasserpflanzen hin. Neben den *Najas*-Arten, *Aldrovandia vesiculosa* und *Trapa natans* sind es die Wasserfarne *Salvinia* und *Azolla*, die in stärkerem Maße wärmeliebend sind. Zwar können letztere adventiv auch heute in Deutschland (C. WETTER 1950, A. SCHLÖMER 1953) und in den Niederlanden (F. FLORSCHÜTZ 1938, J. M. v. D. VLERK & F. FLORSCHÜTZ 1950) gedeihen, jedoch findet ihre Vermehrung überwiegend vegetativ statt. Hinweise auf wärmeres Klima geben ferner *Physalis alkekengi* sowie die durch Pollen nachgewiesenen Gattungen *Castanea* und *Pterocarya*.

Von anderer Seite wird häufig die starke Vorherrschaft der Nadelbäume und der geringe Anteil der Komponenten des Eichenmischwaldes in den Pollendiagrammen holstein-interglazialer Ablagerungen als Hinweis auf ein kälteres Klima als das der Jetztzeit gewertet. Wie die pollenanalytischen Untersuchungen zeigten, überwiegt auch in den Kempen-Krefelder Schichten der Nadelwald, wogegen die Komponenten des Eichenmischwaldes nur untergeordnet auftreten. Die Ursache dürfte auf den Einfluß eines mehr als heute humiden Klimas zurückzuführen sein, wodurch die Verbreitung des Nadelwaldes begünstigt, die des Eichenmischwaldes eingeschränkt wurde.

E. ZIMMERMANN (1935) nahm für das niederrheinische Holstein-Interglazial (damals „Hauptterrassenton“) eine durchschnittliche Jahrestemperatur von $+8^{\circ}\text{C}$ an. Da in der niederrheinischen Bucht jetztzeitlich eine durchschnittliche Jahrestemperatur von $+10^{\circ}\text{C}$ zu beobachten ist, muß nach obigen Ausführungen für das Holstein-Interglazial eine noch etwas höhere Temperatur angenommen werden. Inwieweit die nach Ablagerung des Holstein-Interglazials folgenden Eiszeiten (Saale und Weichsel) durch die zweifellos bewirkten Pflanzenareal-Verschiebungen Unterschiede zwischen der damaligen und der jetzigen Flora hervorgerufen haben, ist nach dem heutigen Stand der Kenntnisse nicht zu beurteilen.

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß im Niederrheingebiet das Klima des Holstein-Interglazials weitgehend dem der Jetztzeit entsprach, wobei höhere Niederschläge und etwas höhere Temperaturen allerdings auch einigen Pflanzen Lebensmöglichkeit verliehen, die heute im Gebiet nicht mehr vorkommen.

VIII. Zur Entstehung der Stauchendmoränen am Niederrhein

Seit man erkannt hatte, daß es sich bei den Erhebungen am Niederrhein um Stauchendmoränen oder Reste von solchen handelt, sind verschiedene Ansichten zur Entstehung dieser Gebilde geäußert worden. Im wesentlichen wurden folgende vier Möglichkeiten in Erwägung gezogen:

1. (z. B. G. FLIEGEL 1909) Die Wälle entstanden im Verlauf von Stillstandslagen während des Eistrückzugs. Durch Schub und Druck wurde dabei der Untergrund zu Endmoränenwällen aufgestaucht.

2. (z. B. A. STEEGER 1913c) Die Wälle wurden beim Vorrücken des Inlandeises gebildet, und zwar dadurch, daß an Terrassenkanten die Ablagerungen des Rheins zusammengestaucht wurden.

3. (A. ZÖLLER 1942) Die Wälle entstanden während der Eisbedeckung. Durch tektonische Vorgänge wurde ein Streifen des Untergrundes horstartig hochgehoben und währenddessen subglazial gestaucht (diese Entstehungsmöglichkeit wurde nur für die Inselberge des Moerser Lobus in Erwägung gezogen).

4. (K. N. THOME 1958, 1959) Unter der Eisbelastung scherten die oberflächennahen gefrorenen Kiese und Sande über ungefrorenen tonigen Horizonten des Holstein-Interglazials oder des Tertiärs ab und wurden vor dem Eisrand zu Wällen hochgestaucht.

Die letztgenannte Möglichkeit dürfte mit großer Wahrscheinlichkeit die wirkliche Entstehungsursache sein. Dafür sprechen sowohl die Lagerungsverhältnisse im Pleistozänprofil von Schacht Tönisberg als auch die Beobachtungen, die beim Abteufen dieses Schachtes in Verbindung mit dem Gefrierverfahren gemacht werden konnten (z. B. unterschiedliches Gefrieren toniger und sandiger bzw. kiesiger Schichten, Sohlenhebungen, usw.). In einigen Punkten können die Vorstellungen über die Entstehungsvorgänge, wie sie K. N. THOME (1958, 1959) dargestellt hat, ergänzt werden.

Die Eisrandbildungen, welche im Arbeitsgebiet angetroffen werden (vgl. Abb. 1), gehören dem sogenannten Moerser Lobus an (vgl. K. N. THOME 1958). Zwei Staffeln sind hier zu unterscheiden: eine innere, welche die Inselberge umfaßt, und eine äußere, die nahezu ausschließlich vom Schaephuysener Höhenzug gebildet wird. K. N. THOME (1959) bezeichnete die innere als Kamper, die äußere als Neußer Staffel. Für die zeitliche Entstehung dieser beiden Staffeln wurde angenommen, daß beim ersten Eisvorstoß ins Niederrheingebiet während des Drenthe-Stadiums der Saale-Eiszeit die äußere (Neußer) Staffel gebildet wurde; nachdem sich das Inlandeis wieder etwas zurückgezogen hatte, soll bei einem erneuten Vorstoß während des Drenthe-Stadiums die innere (Kamper) Staffel gebildet worden sein. Mehrere Gründe sprechen jedoch dafür, daß im Gegensatz zu diesen bisherigen Ansichten zuerst die Kamper Staffel und erst später die Neußer Staffel gebildet wurde.

Als erstes sind hier die Unterschiede in der Erhaltung und im Aufbau dieser beiden Staffeln anzuführen. Während die Neußer Staffel mit dem Schaephuysener Höhenzug noch ein großes und gut erhaltenes Stück einer Stauchendmoräne aufweisen kann, sind die Eisrandbildungen der Kamper Staffel nur noch als Inselberge erhalten. Im inneren Aufbau zeigen die Inselberge eine stärkere Verschuppung als sie im Schaephuysener Höhenzug zu beobachten ist.

Zweitens ist die Verbreitung von Ablagerungen der Krefelder Mittelterrasse von Bedeutung. Diese Terrasse wurde von K. N. THOME (1958) mit einleuchtender Begründung zeitlich in das Drenthe-Stadium der Saale-Eiszeit eingeordnet; andere Autoren sehen sie als jünger an. Für die Ansicht von K. N. THOME spricht vor allem die Tatsache, daß sich die Ablagerungen der Krefelder Mittelterrasse nur westlich und südlich der Linie finden, die im Niederrheingebiet den weitesten Inlandeis-Vorstoß nach Westen charakterisiert. Die Krefelder Mittelterrasse ist also nur westlich und südlich der Neußer Staffel verbreitet. Wäre die Kamper Staffel nun jünger als die Neußer Staffel, wie es bisher angenommen wurde, so müßten sich Ablagerungen dieser Mittelterrasse auch zwischen den beiden Staffeln finden.

Ein weiterer Grund findet sich in der Entstehungsursache der Stauchendmoränen. Als wahrscheinlichste ist dabei die von K. N. THOME (1958, 1959) dargestellte Möglichkeit anzusehen, wonach Unterschiede in der Gefornis des Dauerfrostbodens durch eingelagerte ungefrorene Tonhorizonte von mehreren Metern Mächtigkeit eine Aufstauchung des Untergrundes durch das vorrückende Inlandeis ermöglichten. Wenn diese Deutungsart richtig ist, dann muß die Kamper Staffel älter sein als die Neußer Staffel, denn die Möglichkeit, auf solche Weise den Untergrund zu Endmoränenwällen aufzustauchen, war nur beim erstmaligen Vorrücken des Inlandeises gegeben. Auffallend ist, daß die Neußer Staffel mit der Westgrenze der Verbreitung der Kempen-Krefelder Schichten zusammen-

fällt. Auch die Kamper Staffel ist an das Vorkommen von Kempen-Krefelder Schichten gebunden. Es hat den Anschein, als würden die beiden Staffeln nicht nur ehemalige Eisrandlagen markieren, sondern auch holstein-zeitliche Flußläufe nachzeichnen.

Zusammenfassend kann man sagen, daß die angeführten Gründe für folgende Vorgänge sprechen: Das aus östlicher Richtung in das Niederrheingebiet vorstoßende Inlandeis stauete zuerst den Endmoränenwall der Kamper Staffel auf. Durch weitere Eiszufuhr wurde dieser Wall durchbrochen und bis auf die erhaltenen Inselberge wieder zerstört. Weiter westlich wurde schließlich die äußere (Neußer) Staffel hochgestaut, die vom Eis nicht mehr um- oder überflossen wurde und somit die äußerste Grenze des Inlandeisvorstoßes in das Niederrheingebiet markiert. Der Rückzug des Inlandeis aus dem Niederrheingebiet dürfte passiv verlaufen sein durch allgemeine Toteisbildung.

IX. Dank

Die vorliegende Arbeit entstand als Dissertation am Geologischen Institut der Universität Köln. Angeregt wurde sie von meinem verehrten Lehrer Prof. Dr. M. SCHWARZBACH, dem ich für sein Vertrauen und seine ständige Hilfsbereitschaft besonders herzlich danken möchte.

Die Proben aus Schacht Tönisberg wurden vom Verfasser eigenhändig entnommen. Besonders gefördert wurde diese Tätigkeit von den Herren Markscheider HOGARDT, Markscheider HÜSKEN, Dipl.-Ing. KECK und Vermessungssteiger HENNIG. Die Niederrheinische Bergwerks-A. G. stellte außerdem Wohnraum, Verpflegung und Materialien für einige Monate zur Verfügung. Es ist mir eine angenehme Pflicht, allen bestens zu danken. Dank gebührt auch der Schachtbau Thyssen A. G., welche die zahlreichen Befahrungen des Schachtes bereitwilligst ermöglichte.

Bei der Bearbeitung der pleistozänen Tier- und Pflanzenreste unterstützten mich tatkräftig die Herren Prof. Dr. H. WEYLAND (Bestimmung der Moose) und Dr. Th. KRUCKOW (Bestimmung der Fischzähne). Herrn Dr. K. KILPPER sei für die erste Einführung in die Bestimmung der Pflanzenreste gedankt und für seine Bemühungen um die Beschaffung rezenten Vergleichsmaterials. Herr Dr. G. SCHULTZ half durch die Übersetzung russischer Fachliteratur; außerdem stand er mir sowie besonders auch Herr Dr. R. SCHÜTRUMPF bei den pollenanalytischen Untersuchungen mit Rat und Tat zur Seite, wofür bestens gedankt sei. Die wenigen nordischen Geschiebe bestimmte Herr Prof. Dr. J. HESEMANN; ihm habe ich ferner dafür zu danken, daß er mir das Archivmaterial des Geologischen Landesamtes von Nordrhein-Westfalen in Krefeld zugänglich machte und die Verwertung einschlägiger Unterlagen erlaubte.

Für nützliche Hinweise und anregende Diskussionen habe ich ferner folgenden Herren zu danken: Dr. W. VAN DEN BOLD, Prof. Dr. K. BRUNNACKER, Dr. K. DIEBEL, Prof. Dr. U. JUX, Dr. K. H. KAISER, Dr. G. LÜTTIG, Dr. K. MÄDLER, Prof. Dr. H. MURAWSKI, Dr. K. N. THOME und Dr. E. TRIEBEL.

Zum Schluß möchte ich ferner nicht versäumen, meiner Frau und meinen Eltern zu danken, ohne deren Unterstützung die vorliegende Arbeit hätte nicht durchgeführt werden können.

X. Schriftenverzeichnis

- AHORNER, L.: Untersuchungen zur quartären Bruchtektonik der niederrheinischen Bucht. - Eiszeitalter und Gegenwart 13, 24-105, 23 Abb., 4 Taf., Öhringen 1962.
- AHRENS, W.: Albert Steeger in memoriam. - Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf. 4, I-X, 1 Abb., Krefeld 1959.
- ANDERSON, H.-J.: Zur Stratigraphie und Paläogeographie des marinen Oberoligozäns und Miozäns am Niederrhein auf Grund der Mollusken-Faunen. - Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf. 1, 277-295, 1 Taf., 2 Abb., Krefeld 1958a. - - Die Pectiniden des niederrheinischen Chatt. - Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf. 1: 297-321, 3 Taf., Krefeld 1958b.
- ANTZ, C. C.: Flora von Düsseldorf. - 124 S., Düsseldorf 1846.
- BERTSCH, K. & STEEGER, A.: Jungdiluviale pflanzenführende Ablagerungen am nördlichen Niederrhein. - Sitz.Ber. ü. d. Vers. d. Niederrh. Geol. Ver. f. 1926, 20, 49-65, Bonn 1927.
- BERTSCH, K., STEEGER, A. & STEUSLOFF, U.: Fossilführende Schichten in der sogenannten Krefelder Mittelterrasse. - Sitz.Ber. ü. d. Vers. d. Niederrh. Geol. Ver. f. 1929, 23, 1-20, Bonn 1931.
- BOSCHHEIDGEN, H.: Urstromtäler am Niederrhein. - 26 S., 1 Abb., 1 Karte, Krefeld 1904.
- BRAUN, F. J.: Die Terrassengliederung am linken Niederrhein zwischen Geldern und Kalkar. - Geol. en Mijnb. (N.S.) 18, 374-378, 3 Abb., s'Gravenhage 1956. - - Endmoränen, Terrassen und holozäne Ablagerungen bei Xanten am Niederrhein. - Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf. 4, 247-254, 1 Taf., 2 Abb., 1 Tab., Krefeld 1959.

- BRAUN, F. J. & QUITZOW, H. W.: Die erdgeschichtliche Entwicklung der niederrheinischen Landschaft. - *Niederrh. Jb.* 5, 1-15, Krefeld 1961.
- BRELIE, G. v. D.: Probleme der stratigraphischen Gliederung des Pliozäns und Pleistozäns am Mittel- und Niederrhein. - *Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf.* 4, 371-388, 2 Tab., Krefeld 1959. - - Pollenanalytische Untersuchung eines interglazialen Tones aus der Stauchmoräne bei Tönisberg. - Unveröffentlichter Ber. im Archiv d. Geol. Landesamtes in Krefeld 1960a. - - Pollenanalytische Untersuchung der Bohrungen 1 und 2, Amtsneubau, Krefeld, De-Greif-Straße. - Unveröffentlichter Ber. im Archiv d. Geol. Landesamtes in Krefeld 1960b.
- BRELIE, G. v. D., KILPPER, K. & TEICHMÜLLER, R.: Das Pleistozänprofil von Frimmersdorf an der Erft. - *Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf.* 4, 179-196, 10 Taf., 6 Abb., 2 Tab., Krefeld 1959.
- BRELIE, G. v. D. & REIN, U.: Die Interglazialbildungen im Niederrheinischen Diluvium. - *Der Niederrhein* 19, 63-68, Krefeld 1952. - - Pollenanalytische Untersuchungen zur Gliederung des Pleistozäns am linken Niederrhein. - *Geol. en Mijnb. (N.S.)* 18, 423-425, 1 Abb., s'Gravenhage 1956.
- BREUER, E.: Das Klima des Niederrheins und seiner Umgebung. - *Deutsch. Meteorol. Jb. f.* 1916-29, 22-35, 17-75, 3 Kart., 8 Taf., 12 Tab., Aachen 1930.
- CLESSIN, S.: Deutsche Exkursions-Molluskenfauna. - 2. Aufl., 663 S., Nürnberg 1884.
- DECHEN, H. VON: Orographisch-geognostische Übersicht des Regierungsbezirkes Düsseldorf. - 251 S., Iserlohn 1864. - - Über das Vorkommen nordischer Geschiebe oder erratischer Blöcke in Rheinland und Westf. - *Verh. Naturhist. Ver. Rheinl. u. Westf.* 36, 82-87, (Correspondenzbl.), Bonn 1879.
- DECHEN, H. VON & RAUFF, H.: Geologische und mineralogische Literatur der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen sowie einiger angrenzender Gegenden. - *Verh. Naturhist. Ver. Rheinl. u. Westf.* 44, 1-294, Bonn 1887.
- DÜRO, F. & KALTERHERBERG, J.: Gutachten über die Baugrundverhältnisse beim geplanten Neubau des geologischen Landesamtes in Krefeld, De-Greif-Straße. - Unveröffentl. Ber. im Archiv d. Geol. Landesamtes in Krefeld 1961.
- ELLERMANN, C.: Beitrag zur Stratigraphie und Mikropaläontologie des niederrheinischen Oligozäns. - Diss. Münster 1937.
- ERBERICH, G.: Sedimentpetrographische Untersuchungen an rezenten Rheinsanden vom Mainzer Becken bis an die holländische Grenze. - *Decheniana* 95 A, 1-40, 2 Taf., Bonn 1937.
- FLIEGEL, G.: Neue Beiträge zur Geologie des niederrheinischen Tieflandes. - *Jb. Preuß. Geol. Landesanst. f.* 1912, 33, 418-452, Berlin. 1913.
- FLIEGEL, G. & STOLLER, J.: Jungtertiäre und altdiluviale pflanzenführende Ablagerungen im Niederrheingebiet. - *Jb. Preuß. Geol. Landesanst. f.* 1910, 31, 1, 227-257, Berlin 1910.
- FOERSTER, A.: Flora excursoria des Regierungsbezirkes Aachen sowie der angrenzenden Gebiete der belgischen und holländischen Provinz Limburg. - XXX und 468 S., Aachen 1878.
- GAMS, H.: Beiträge zur Mikrostratigraphie und Paläontologie des Pliozäns und Pleistozäns von Mittel- und Osteuropa und Westsibirien. - *Ecl. Geol. Helv.* 28: 1-31, 7 Taf., Basel 1935.
- GEYER, D.: Quartärmollusken und Quartärklima. - *Geol. Rundschau* 15, 341-352, Berlin 1924.
- GREBE, H.: Die Mikro- und Megaflora ... vom Swisterberg bei Weilerswist ... - *Geol. Jb.* 70, 535-574, 3 Taf., 8 Abb., Hannover 1955.
- GURLT, A.: Übersicht über das Tertiär-Becken des Niederrheins. - 47 S., 1 Karte, Bonn 1872.
- HARTZ, N.: Bidrag til Danmarks tertiære og diluviale Flora. - *Danm. Geol. Unders. (R. 2)* 20, I-X, 1-292, 34 Abb., Kopenh. 1909.
- HERRENKOHL, F. G.: Verzeichnis der phanerogamen und kryptogamen Gefäßpflanzen der Flora von Cleve u. Umgebung. - *Verh. Naturhist. Ver. Rheinl. u. Westf.* 28, 124-232, Bonn 1871.
- HILTERMANN, H.: Neue Funde von *Azolla* im Pleistozän Deutschlands. - *Geol. Jb.* 68, 653-658, 1 Abb., Hannover 1954.
- HOEPPNER, H.: Flora des Niederrheins. - 343 S., Krefeld 1907.
- HOEPPNER, H. & PREUSS, H.: Flora des Westfälisch-Rheinischen Industriegebietes. - *Wissenschaft. Heimatbuch f. d. Westf.-Rh. Industriebez.* 6a, 381 S., Dortmund 1926.
- HOLZAPFEL, E.: Beschreibung des Bergreviers Düren: Geologischer Teil. - S. 11-130, Bonn 1902.
- JESSEN, K. & MILTHERS, V.: Stratigraphical and Paleontological Studies of Interglacial Fresh-Water-Deposits in Jutland and North-west-Germany. - *Danm. Geol. Unders., 2. R.*, 48, 379 S., 40 Taf., Kopenhagen 1928.
- JONG, J. D. DE: Sedimentpetrographische Untersuchungen in Terrassenschottern im Gebiet zwischen Krefeld und Kleve. - *Geol. en Mijnb., N.S.*, 18, 389-394, 5 Abb., s'Gravenhage 1956. - - On the Correlation of Needian in the Netherlands and Holstein Deposits in Western Germany. - *Geol. en Mijnb., N.S.* 19, 286-287, s'Gravenhage 1957.

- KAISER, K. H.: Geologische Untersuchungen über die Hauptterrasse in der Niederrheinischen Bucht. - Sonderveröff. Geol. Inst. Univers. Köln 1, 1-68, 17 Abb., 8 Tab., 1 Karte, Köln 1956. - - Die Höhenterrassen der Bergischen Randhöhen und die Eisrandbildungen an der Ruhr. - Sonderveröff. Geol. Inst. Univers. Köln 2, 1-39, 8 Abb., 5 Tab., 1 Karte, Köln 1957. - - Gliederung und Formenschatz des Pliozäns und Quartärs am Mittel- und Niederrhein . . . - Köln und die Rheinlande, Festschr. z. 33. Dtsch. Geographentag 1961 in Köln, 236-278, 6 Abb., 7 Tab., 3 Karten, Wiesbaden 1961.
- KAISER, K. H. & SCHÜTRUMPF, R.: Zur Gliederung mittel- und jungpleistozäner Schichten in der Niederrheinischen Bucht. - Eiszeitalter u. Gegenwart 11, 166-185, 5 Abb., 2 Tab., Öhringen 1960.
- KALTERHERBERG, J. & KARRENBERG, H.: Zur Methodik und Auswertung von Korngrößenuntersuchungen im Niederrheinischen Tertiär. - Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf. 1, 33-35, Krefeld 1958.
- KARRENBERG, H.: Verbreitung und Lagerung von Haupt- und Mittelterrasse am Niederrhein (Vortragsreferat). - Z. D. G. G. 103, 118, Hannover 1951.
- KARRENBERG, H. & REIN, U.: Die interglazialen Schichten von Krefeld. - Niederrh. Jb. 3, 3-7, Krefeld 1951.
- KEILHACK, K.: Geologie der Braunkohle. - In: Handb. f. d. Dtsch. Braunkohlenbergbau, 3. Aufl., Bd. 1, 61-92, Halle 1927.
- KEMPF, E. K.: Das Holstein-Interglazial von Tönisberg im Rahmen des Niederrheinischen Pleistozäns. - Unveröffentl. Diplomarbeit, Geologisches Institut Köln, 1-196, 9 Taf., 1963.
- KIRCHHEIMER, F.: Flora und Gliederung des Pliozäns in Mitteleuropa. - Zentralbl. f. Min. etc. 5 B, 141-167, Stuttgart 1940.
- KÖNIGS, E.: Neue geologische Funde aus der Nähe von Crefeld. - Jahresber. Naturwiss. Ver. Crefeld f. 1893/94, 21-24; Crefeld 1893/94. Ebenfalls: Verh. Naturhist. Ver. Rheinl. u. Westf. 50, 519-523, Bonn 1893. - - Die geologische Vergangenheit unserer Gegend unter Vorzeigung zahlreicher darauf bezüglicher Funde. - Jahresber. Naturwiss. Ver. Crefeld f. 1894/95, 52-73, 6 Taf., Crefeld 1895. - - Die Eiszeit und ihre Spuren in der Nachbarschaft von Krefeld. - Jahresber. Naturwiss. Ver. Crefeld f. 1901/02, 45-64, 1 Abb., Krefeld 1902. - - Die Krefelder Gegend zur Tertiär- und Quartärzeit. - Festschr. Naturwiss. Ver. Crefeld 1858-1908, 103-124, Krefeld 1908.
- KRAUSE, P. G.: Über einen fossilführenden Horizont im Hauptterrassendiluvium des Niederrheins. - Jb. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1909, 30, 2, 91-108, 1 Taf., Berlin 1912. - - Einige Beobachtungen im Tertiär und Diluvium des westlichen Niedertheingebietes. - Jb. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1911, 32, 2, 126-159, 1 Abb., Berlin 1914a. - - *Paludina (Vivipara) diluviana* KUNTH aus dem älteren Interglazial des Niederrheins. - Z.D.G.G. 66, Monatsber. 2, 93-97, Berlin 1914b. - - Weitere Beobachtungen im Tertiär und Diluvium des Niederrheins. - Jb. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1917, 38, 1, 183-200, Berlin 1918.
- LAVEN, L. & THYSSEN, P.: Die Flora des Kölner Wandergebietetes. - Wiss. Mitt. d. Ver. f. Natur- u. Heimatkde. Köln 1, 149-268, Köln 1936/38. - - Flora des Köln-Bonner Wandergebietetes. - Decheniana 112, 1-179, 1 Titelbild, 1 Karte, 17 Taf., Bonn 1959.
- LINSTOW, O. v.: Die Verbreitung des Bibers im Quartär. - Abh. u. Ber. Mus. f. Nat.- u. Heimatk. Magdeburg 1, 215-387, 2 Kart., Magdeburg.
- LOEHR, M.-J.: Botanischer Führer zur Flora von Köln. - XV u. 323 S., Köln 1860.
- LORIÉ, J.: De Verhouding tusschen den Rijn en het Landijs. - Tijdschr. Kon. Nederl. Aardr. Gen. 19, (Ser. 2) 296-327, 1 Karte, Leiden 1920.
- MAARLEVELD, G. C.: Ergebnisse von Kies-Analysen im Niederrheingebiet. - Geol. en Mijnb. (N.S.) 18, 411-415, s'Gravenhage 1956.
- MEIGEN, W.: Flora von Wesel. - Beil. z. Jahresber. d. Gymnasiums zu Wesel Nr. 425, VIII u. 44 S., Wesel 1886.
- MENZEL, H.: Fossilführende Glazial- und Interglazialablagerungen und ihre Leitkonchylien in Deutschland. - Z. f. Gletscherkunde 9, 161-187, Leipzig 1915.
- MÜCKENHAUSEN, E.: Fossile Böden im nördlichen Rheinland. - Z. f. Pflanzenernährung, Düngung, Bodenkunde 65 (110), 81-103, Weinheim und Berlin 1954.
- PAAS, W.: Rezente und fossile Böden auf niederrheinischen Terrassen und deren Deckschichten. - Eiszeitalter und Gegenwart 12, 165-230, 32 Abb., Öhringen 1961.
- QUAAS, A.: Beiträge zur Geologie der Niederrheinischen Bucht. I. Das geologische Alter der Braunkohlenablagerungen von Ompert und Helenabrunn, des Lied- und des Hülsberges. - Z. D. G. G. 62, 576-586, Berlin 1911. - - Beiträge zur Geologie der Niederrheinischen Bucht. III. Zur Gliederung der Hauptterrasse. IV. Zur Wertung der fossilführenden Schichten der Hauptterrasse. - Z. D. G. G. 68, 138-160, Berlin 1917.

- QUITZOW, H. W.: Die Terrassengliederung im Niederrheinischen Tieflande. - Geol. en Mijnb. (N.S.) 18, 357-373, 7 Abb., s'Gravenhage 1956. - - Hebung und Senkung am Mittel- und Niederrhein während des Jungtertiärs und Quartärs. - Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf. 4, 389-400, 4 Taf., 1 Abb., 1 Karte, Krefeld 1959.
- QUITZOW, H. W. & ZONEVELD, J. I. S.: Vorläufiges Ergebnis der Terrassenuntersuchungen im Maas- und Niederrheingebiet. - Geol. en Mijnb. (N.S.) 18, 428, 1 Tab., 1 Karte, s'Gravenhage 1956.
- RAUFF, H. & M.: Sachregister zu dem von H. VON DECHEN und H. RAUFF herausgegebenen chronologischen Verzeichnis der geol. und mineral. Literatur der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen . . . - Verh. Naturhist. Ver. Rheinl. u. Westf. 52, I-XI u. 1-274, Bonn 1896.
- REIN, U.: Pollenanalytische Untersuchungen zur Pliozän-Pleistozängrenze am linken Niederrhein. (Vorläufige Mitteilung). - Geol. Jb. f. 1949, 65, 773-778, Hannover 1951a. - - Über Interglazialbildungen im niederrheinischen Diluvium (Vortragsreferat). - Z. D. G. G. 103, 117-118, Hannover 1951b. - - Die pollenstratigraphische Gliederung des Pleistozäns in Nordwestdeutschland. 1. Die Pollenstratigraphie im älteren Pleistozän. - Eiszeitalter u. Gegenwart 6, 16-24, Öhringen 1955.
- RICHTER, R.: „Liegend“ und „Hangend“. - Sendk. leth. 35, 263-267, Frankfurt 1954.
- SCHARF, W.: Das norddeutsche Diluvium in eistektonischer Betrachtung vom Standpunkte der Gefügekunde. - Jb. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1932, 53, 828-850, 3 Abb., Berlin 1933.
- SCHLÖMER, A.: Ein verwilderter Wasserfarn, *Azolla filiculoides*. - Nat. u. Volk 83, 131-134, 2 Abb., Frankfurt 1953.
- SCHULTZ, G.: Zur Geologie der Braunkohlen bei Zülpich (Niederrheinische Bucht). - N. Jb. Geol. Paläont., Abh. 116, 89-118, 1 Taf., 5 Abb., Stuttgart.
- SCHWARZBACH, M.: Das Klima der Vorzeit. - 2. Aufl., 275 S., 134 Abb., Stuttgart 1961.
- STARING, W. C. H.: De bodem van Nederland. - Teil 2, Haarlem 1860.
- STEEGER, A.: Über eine fossilführende Schicht im Diluvium bei Tönisberg. - Sitz.-Ber. dtsh. Lehrerver. f. Naturkde, Bez.-Gruppe Crefeld, in: Niederrheinische Volkszeitung v. 21. 12. 1911, Krefeld oder Düsseldorf 1911. - - Über das (sekundäre) Vorkommen oberoligozäner mariner Muscheln und Schnecken in diluvialen Flußkiesen am Niederrhein. - Versammlungsber. Lehrerver. f. Naturk., Bez.-Gruppe Krefeld, Oktober 1913; wahrscheinlich in: Niederrheinische Volkszeitung, Oktober 1913, Krefeld oder Düsseldorf 1913a. - - Der geologische Aufbau und die Entstehung des Hülserberges. - Mitt. d. Naturwiss. Mus. zu Krefeld, S. 1-24, 2 Karten, 11 Abb., Krefeld 1913b. - - Beiträge zur Geologie des Niederrheins. I. Beziehungen zwischen Terrassenbildung und Glazialdiluvium im nördlichen niederrheinischen Tieflande. - Abh. d. Ver. f. naturwiss. Erforsch. d. Niederrheins 1: 137-163, Krefeld 1913c. - - Neue Beiträge zur Geologie des Hülserberges. I. - Die Heimat 1, 125-127, 4 Abb., Krefeld. - - Das glaziale Diluvium des Niederrheinischen Tieflandes. Beiträge I-VII. - Ber. ü. d. Vers. d. Niederrh. Geol. Ver. f. 1923, 1-46, Bonn (Naturhist. Ver.). Ferner: Diss. Köln 1923, 1925a. - - Über Bimssteinvorkommen am unteren Niederrhein. - Ber. ü. d. Vers. d. Niederrh. Geol. Ver. f. 1925, 1-8, Bonn 1925b. - - Die Gesteinsgruppe auf dem Hülser Berg. - Die Natur am Niederrhein 3, 32-35, 1 Abb., Krefeld 1927a. - - Die Flußterrassen- und Endmoränenlandschaft zwischen Krefeld, Moers und Geldern. I. - Die Natur am Niederrhein 5, 8-17, 8 Abb., Krefeld 1929. - - Die Flußterrassen- und Endmoränenlandschaft zwischen Krefeld, Moers und Geldern. II. - Die Natur am Niederrhein 7, 6-22, 17 Abb., Krefeld 1931a. - - Siehe BERTSCH, K., STEEGER, A. & STEUSLOFF, U. 1931b. - - Zum geologischen Aufbau der Tönisberger Höhen. - Die Heimat 18, 3-6, 6 Abb., Krefeld 1939. - - Der Nieper Altrhein. - Der Niederrhein 17, 6-10, 3 Abb., Krefeld 1949. - - 100 Jahre Eiszeitforschung am Niederrhein. - Der Niederrhein 19, 57-63, 86-87, Krefeld 1952a. - - Die Endmoränenlandschaft zwischen Krefeld und Nymwegen (Vortragsreferat). - Z. D. G. G. 103: 116-117, Hannover 1952b. - - Wie der Hülser Berg entstand. - Hülser Heimatblätter 1, 33-38, 2 Abb., Hüls 1954.
- STEEGER, A. & BREDDIN, H.: Bericht über den Lehrausflug am 19. 11. 1933 von Moers über Egelsberg, Hülserberg zu den Hinsbecker Höhen und Krieckenbecker Seen an der westlichen Landesgrenze. - Ber. Vers. Niederrhein. Geol. Ver. f. 1932/33, 137-139, Bonn (Naturhist. Ver.).
- TESCH, P.: Over Pleistocene en Pliocene in den Nederlandschen Bodem (II). - Tydschr. Kon. Nederl. Aardr. Gen., Ser. 2, 28, 628-644, 3 Abb., Leiden 1911.
- THOME, K. N.: Die Begegnung des nordischen Inlandeises mit dem Rhein. - Geol. Jb. 76, 261-308, 11 Abb., Hannover 1958. - - Eisvorstoß und Flußregime am Niederrhein und Zuidersee im Jungpleistozän. - Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf. 4, 197-246, 1 Taf., 19 Abb., 5 Tab., Krefeld 1959.

- THOMSON, P. W.: Die fossilen Früchte und Samen in der niederrheinischen Braunkohlenformation. - Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf. 2, 549-553, 3 Taf., Krefeld 1958.
- VINKEN, R.: Sedimentpetrographische Untersuchung der Rheinterrassen im östlichen Teil der Niederrheinischen Bucht. - Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf. 4, 127-170, Krefeld 1959.
- VLERK, J. M. v. D. & FLORSCHÜTZ, F.: Nederland in het Ijstijdvak. - 287 S., 98 Abb., 40 Taf., Utrecht 1950. - - The Palaeontological Base of the Subdivision of the Pleistocene in the Netherlands. - Verh. Kon. Nederl. Akad. Wetensch., Afd. Natuurkde, 1. Reihe 20, Nr. 2, 58 S., 4 Taf., 29 Tab., Amsterdam.
- VODICKOVÁ-KNEBLOVÁ, V.: Entwicklung der Vegetation im Elster-Saale-Interglazial im Suchâ-Stonava-Gebiet. - Anthropozoikum 9 (f. 1959), 129-174, 2 Abb., 10 Taf., Praha 1960.
- WEBER, C. A.: Versuch eines Überblicks über die Vegetation der Diluvialzeit in den mittleren Regionen Europas. - Allg.-verständl. naturwiss. Abh. 22, 1-31, Berlin 1900.
- WETTER, C.: Ein tropischer Wasserfarn im Rhein. - Natur u. Volk 80, 140-142, 3 Abb., Frankfurt 1950.
- WEYLAND, H., THOMSON, P. W. & MANKE, H.: Die Pflanzenreste der Tongyttjaschicht des Flözes IV der Grube Liblar, Bez. Köln, und ihre ökologische Auswertung. - Palaeontographica 96 B, 98-105, 2 Tab., Stuttgart.
- WIRTGEN, P.: Prodomus der Flora der preußischen Rheinlande. - XII u. 208 S., 1 Taf., Bonn 1842. - - Flora der preußischen Rheinprovinz und der zunächst angrenzenden Gegenden. - XXII u. 563 S., 2 Taf., Bonn 1857.
- WOLDSTEDT, P.: Die Stellung des Niederrheingebietes im Rahmen des europäischen Quartärs. - Der Niederrhein 19, 55-56, Krefeld 1952. - - Das Eiszeitalter. Grundlinien einer Geologie des Quartärs. 1954: Bd. 1. Die allgemeinen Erscheinungen des Eiszeitalters. - 2. Aufl., Stuttgart 1958: Bd. 2: Europa, Vorderasien und Nordafrika im Eiszeitalter. - 2. Aufl., Stuttgart 1954/58. - - Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. - Geogr. Handb. 4, 2. Aufl., 467 S., 97 Abb., Stuttgart 1955.
- WOLFF, W.: Tertiär, diluviale Schotter und Löß auf Blatt Euskirchen. - Jb. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1904, 25, 549-553, Berlin 1907.
- WUNSTORF, W. & FLIEGEL, G.: Die Geologie des Niederrheinischen Tieflandes. - Der Bergbau auf der linken Seite des Niederrheins, Festschrift z. 11. dtsh. Bergmannstage in Aachen, 215-383, 6 Abb., 3 Taf., 1 Karte, Berlin 1910.
- ZIMMERMANN, E.: Alluviale Senkungen am Niederrhein, abgeleitet aus der Verbreitung der Flachmoore. - Jb. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1928, 49, 1, 279-303, 1 Abb., 2 Taf., Berlin 1928. - - Der Hauptterrassentopographie der „Inselberge“ und des Schaephuysener Bergzuges westlich Moers kein Tegelelton. - Jb. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1934, 55, 151-167, Berlin 1935.
- ZÖLLER, A.: Die Entstehung der Stauchmoränen am Niederrhein und ihre Bedeutung für die Kenntnis des tieferen Untergrundes. - Ber. Reichsanst. Bodenforsch., Jg. 1941, 187-194, 3 Abb., Wien 1942.
- ZONNEVELD, J. I. S.: Litho-stratigraphische eenheden in het Nederlandse Pleistoecen. - Meded. Geol. Stichting f. 1958, N.S. 12, 31-64, 10 Abb., 1 Tab., 2 Taf., Maastricht 1959.
- A u ß e r d e m w u r d e n f o l g e n d e K a r t e n b e n u t z t :
- Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern 1:25,000 mit Erläuterungen: Blätter Kempen, Krefeld, Nieukerk, Moers und Rheinberg.
- Geologische Übersichtskarte von Deutschland 1:200 000: Blatt Cleve-Wesel von F. ISERT & H. UDLUFT; Blatt Erkelenz-Düsseldorf von W. SCHRIEL; Blatt Aachen-Köln von W. SCHRIEL.
- Geologische Übersichtskarte von Nordrhein-Westfalen 1:500 000 (E. SCHRÖDER), 2. Aufl., Krefeld 1956.
- Amtliche topographische Karte 1:25 000 des Landes Nordrhein-Westfalen: Blätter 4604 Kempen, 4605 Krefeld, 4504 Nieukerk, 4505 Moers und 4405 Rheinberg.
- Amtliche topographische Karte 1:50 000 des Landes Nordrhein-Westfalen: Blatt L 4504 Moers (vierfarbige sowie hydrographisch-morphologische Ausgabe).
- Karte des Deutschen Reiches 1:100 000 (topographisch): Großblatt 82b Krefeld-Essen.

Manusk. eingeg. 1. 8. 1965.

Anschrift des Verf.: Dipl.-Geologe Dr. E. K. Kempf, Geolog. Institut der Universität, 5 Köln, Zülpicher Straße 49.

Die Rote Höhle (Crvena Stijena) bei Bileća/Jugoslawien

— Vorbericht —

Von DJURO BASLER, Sarajevo, MIRKO MALEZ, Zagreb, und KARL BRUNNACKER, Köln

Mit 2 Abbildungen und 1 Tabelle

Zusammenfassung. In der Roten Höhle bei Bileća (Jugoslawien) wurden über 20 m mächtige Sedimente mit zahlreichen Tierresten und vorgeschichtlichen Funden erschlossen. Die Begehung der Höhle durch den Menschen setzt mit einer dem Levalloisien verwandten Kultur ein, führt über das Moustérien zum Jungpaläolithikum und weiter zum Mesolithikum und zu keramischen Kulturen. Bei der Fauna (über 40 Arten und Unterarten) überwiegt Jagdbeute verschiedener Biotope. Einige Arten wurden für die Balkanhalbinsel erstmals, andere in südlichsten Vorkommen festgestellt. Neben Vertretern kälteren Klimas kommen im tieferen Abschnitt auch Tiere wärmerer Bedingungen vor. Die auf Grund der Fauna vorgenommene zeitliche Einstufung der ergrabenen Schichten weicht von der etwas ab, die sich aus den Sedimentuntersuchungen ergibt. Letztere entspricht im Prinzip den in der Höhlenruine von Hunas bei Nürnberg gewonnenen Vorstellungen. Demnach ist eine relativ vollständige Folge vom Beginn der Rißzeit bis zum Postglazial vertreten.

Summary. More than 20 m of sediments containing many animal remains and prehistoric objects have been exposed in the Crvena Stijena (Red Cave), Yugoslavia. The first entry into the cave was made by men close to the Levalloisian culture. They were followed by men of the Moustérien, younger Palaeolithic, Mesolithic and finally Ceramic cultures. As regards to the fauna (more than 40 species and subspecies) varied spoil of hunters form the major element of the assemblage. Some forms belong to species recorded for the first time from the Balkans and others have never been detected as far south. In addition to forms of colder climates in the lower parts of the sections there are also some belonging to warmer zones. Dating based on the sedimentary succession (differing slightly from the above formed interpretation) relies on comparison with the imperfectly preserved deposits of the Hunas cave near Nürnberg. It follows that an almost complete sequence (beginning with the early Riss glaciation and ending Post Glacial times) is exposed.

Die Höhle Crvena Stijena („Roter Felsen“) wurde von 1954 bis 1964 planmäßig ausgegraben. Einige Vorberichte über bestimmte Fund- und Kulturgruppen wurden bereits veröffentlicht. Bei den Ausgrabungen, die vom Heimatmuseum in Nikšić, Montenegro, in jeder Hinsicht sehr unterstützt wurden, konnte eine Tiefe von 20,5 Meter erreicht werden, mit 31 kulturführenden Schichten. Die Schichten I bis V wurden von Herrn Dr. Alojz BENAC, Landesmuseum Sarajevo, ausgegraben und verwertet. Herr Dr. Mitja BROADAR, Akademie der Wissenschaften Lubljana, hat die Schichten VI bis IX bearbeitet und eine Probegrabung in den Schichten XII bis XVIII durchgeführt. Die weiteren Ausgrabungen seit 1960 wurden von Djuro BASLER, Landesmuseum Sarajevo, übernommen. Die geologischen Probleme hat Prof. Dr. Karl BRUNNACKER, Universität Köln, und die paläontologischen Funde Dr. Mirko MALEZ, Akademie der Wissenschaften Zagreb, bearbeitet.

Vor Beginn der Arbeiten verfügte die Höhle am Crvena Stijena über eine 24 m breite und 16 m hohe Öffnung und einen 12 m tiefen halbkuppeligen Raum. Mit den bisherigen Arbeiten wurde der anstehende Fels weder am Talus noch im Innern erreicht.

I. Die Sedimente (KARL BRUNNACKER)

Unter Berücksichtigung eiszeitlicher Verhältnisse liegt die Rote Höhle ziemlich isoliert: Im Westen die Adria, im Osten und Südosten Bergmassive, die verfrnt und z. T. vergletschert waren. Die nach Süden geöffnete Höhle befindet sich mit 700 m Seehöhe in einer Höhenstufe, in der heute wilde Feigenbäume noch zu gedeihen vermögen. In der letzten Eiszeit lag sie größenordnungsmäßig 300 m über der damaligen Waldgrenze, wobei aller-

dings eine sehr starke, standörtlich bedingte Verzahnung zu berücksichtigen ist. Diesem Umstand ist es zuzuschreiben, daß die Jagdbeute des Menschen den jungquartären Klimawechsel nur bedingt widerspiegelt. Eindeutig zeichnet sich hingegen dieser Wandel in den Höhlensedimenten ab.

In Eingangsnähe besteht das Dach der Roten Höhle aus Kalkstein, weiter innen aus Dolomit. Vorwiegend wurde der Höhlenschutt aus dem eingangsnahen Bereich zugeliefert. Erst mit der allmählichen Rückwitterung des Traufes, bevorzugt am Anfang des Würm,



Abb. 1. Profil der Roten Höhle.

wurde zunehmend auch im Höhleninnern dolomitischer Schutt produziert. Ursache dafür war ein jetzt weiter in die Höhle hineinreichender Frostwechsel (bis rd. 15 m vom Trauf entfernt) bei entsprechend starker Durchfeuchtung des Anstehenden.

Der Sedimentkörper am Höhlenboden wird durch groben und feineren Schutt mit zwischengeschalteten Verbruch- und Verschwemmungshorizonten gegliedert (Abb. 1). Starke chemische Anwitterung zeigt das Material des Riß/Würm-Interglazials und z. T. des beginnenden Würm sowie des frühen Postglazials. Sonst ist Frostschuttcharakter vor-

sich ebenfalls im Riß und im Würm Indizien für trockeneres Klima ein: kleinstückiger Frostschutt mit höherer Flächenzahl an den Einzelkomponenten als Ergebnis eines jetzt sehr langsamen Sedimentaufwuchses (Abb. 2).

Für die Anfangszeit des Würm deuten sich zwei ausgesprochen feuchte und nochmal etwas wärmere Phasen an. Diese werden mit Vorbehalt dem Amersfoort- und Broerup-Interstadial zugerechnet. In einem höheren Niveau zeichnet sich ein weiterer feuchter Abschnitt ab, der dem Paudorf-Interstadial entsprechen könnte. Das Altwürm (i. S. von P. WOLSTEDT) der Roten Höhle zeigt einmal eine Beziehung zum feuchten Anfangsabschnitt des Würm im Norden und vor allem im Osten der Alpen. Es deutet jedoch zugleich einen gewissen Übergang zum eiszeitlich-pluvialen Klima (i. w. S.) des südmediterranen Raumes an. Möglicherweise gilt Ähnliches für die jüngere feuchte Phase im Würm. Daß aber noch weiter südlich, etwa in Nordafrika, die Würmeiszeit nicht insgesamt pluvialer Natur war, wird durch den in der Roten Höhle vorkommenden Fernstaub unterstrichen. Dieser Staub ist durch auffallend ockerbraune Färbung infolge eines vorangegangenen Eisenumsatzes und durch fehlenden bzw. sehr geringen Kalkgehalt gekennzeichnet. Auch im Ausblasungsgebiet muß sich demnach zuvor eine Bodenbildung unter humideren Bedingungen ausgewirkt haben.

Abweichungen von der hier gebrachten stratigraphischen Deutung ergeben sich aus den paläontologischen Befunden. Demnach wird das Optimum des letzten Interglazials in einem noch tieferen Schichtenbereich vermutet. Andererseits führt auch das Profil von Hunas b. Nürnberg, zu dem sedimentologisch überraschend gute Analogien bestehen, innerhalb des in den Beginn der Rißeiszeit eingestuftes Abschnittes keine ausgesprochen kalte Fauna (Fl. HELLER 1963).

Die in kurzen Zügen geschilderte Sedimentfolge und deren klimatische wie stratigraphische Interpretation sind Gegenstand einer in den Veröffentlichungen des Landesmuseums von Sarajevo vorgesehenen Beschreibung (K. BRUNNACKER 1964). Die Untersuchungen wurden durch das Entgegenkommen der Leitung des Museums von Nikšić und des Landesmuseums von Sarajevo ermöglicht. Die Deutsche Forschungsgemeinschaft hat sie durch Gewährung einer Reisebeihilfe unterstützt.

II. Die Fauna (MIRKO MALEZ)

Die pleistozänen Ablagerungen in Crvena Stijena (Rote Höhle) sind relativ reich an osteologischen und odontologischem Material. In allen bis jetzt aufgefundenen Ablagerungen wurden Faunenreste entdeckt. Aus dem gesammelten osteologischen Material wurden nur diejenigen Funde abge sondert, die verlässliche Kriterien für die systematische Zugehörigkeit zu einer bestimmten Gattung oder Art darstellen. Der überwiegende Teil des gesammelten faunistischen Materials besteht aus zerbrochenen und fragmentarischen Schienbeinen größerer festländischer Mammalia, hauptsächlich verschiedener Wiederkäuer und Pferde, so daß diese Funde bei der paläontologischen Bearbeitung nicht benutzt wurden.

Die faunistischen Reste, die bei früheren Ausgrabungen in den obersten pleistozänen Ablagerungen (V—XI) gesammelt wurden, bearbeitete I. RAKOVEC (1958). Er bestimmte 14 Gattungen, eine Art und stellte Reste aus der Gruppe Bovidae fest. In dieser Fauna gehören nur die Boviden zu den ausgestorbenen Tierarten. Die anderen festgestellten Tiere leben noch heute in Mittel- und teilweise auch in Südeuropa.

Es besteht kein Zweifel, daß die Fauna aus Crvena Stijena heute die reichste pleistozäne Fauna auf der ganzen Balkanhalbinsel darstellt (M. MALEZ 1965). In dem bis jetzt gesammelten osteologischen Material sind sicher die Vertreter von 40 Gattungen, Arten und Unterarten vertreten und außerdem noch die nicht bestimmten Vertreter aus der Gruppe Bovidae und Aves. Auf der beigefügten Tabelle 1 ist die pleistozäne Fauna aus Crvena Stijena dargestellt. In der pleistozänen Fauna dieser Höhle kommen 13 ausgestorbene Arten vor, 11 Arten hausen in anderen entfernteren Gebieten, während die übrigen Tiere noch heute in der weiteren Umgebung von Crvena Stijena leben.

Die pleistozäne Fauna von Crvena Stijena besteht aus für kälteres Klima charakteristischen Tieren, sie besteht jedoch auch aus den Tieren, die Vertreter eines ausgesprochen

Tabelle 1
Fauna der Roten Höhle

Gattung und Art	Ablagerungen																											
	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	XIII	XIV	XV	XVI	XVII	XVIII	XIX	XX	XXI	XXII	XXIII	XXIV	XXV	XXVI	XXVII	XXVIII	XXIX	XXX	XXXI	
<i>Lepus timidus varronis</i>	●					●	●																					
<i>Marmota marmota</i>		●				●	●			●		●							●									
<i>Arvicola scherman exitus</i>							●																					
<i>Microtus arvalis</i>							●																					
<i>Microtus nivalis</i>							●																					
<i>Apodemus flavicollis</i>							●																					
<i>Canis lupus</i>										●																		
<i>Cuon alpinus europaeus</i>								●																				
<i>Ursus cf. spelaeus</i>									●									●										
<i>Ursus arctos priscus</i>										●											●						●	
<i>Ursus cf. mediterraneus</i>																					●							
<i>Crocota spelaea</i>																		●			●							
<i>Lynx lynx</i>				●	●	●																						
<i>Leopardus sp.</i>							●													●								
<i>Equus caballus germanicus</i>							●										●	●	●	●	●		●		●			
<i>Equus mosbachensis-abeli</i>																			●		●	●		●				
<i>Equus sp.</i>															●		●				●							
<i>Coelodonta antiquitatis</i>																	●			●		●						
<i>Dicerorhinus kirchbergensis</i>																										●	●	
<i>Rhinoceros sp.</i>																											●	
<i>Sus scrofa</i>	●			●	●	●																●						
<i>Sus sp.</i>									●	●							●										●	
<i>Megaceros sp.</i>																					●					●	●	
<i>Dama sp.</i>																										●	●	
<i>Cervus elaphus</i>							●		●		●	●			●		●		●	●	●		●		●			
<i>Alces sp.</i>										●																		
<i>Cervus sp.</i>	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●			●		●	●	●	●	●		●			●		
<i>Capreolus capreolus</i>				●																	●					●	●	
<i>Bovidarum gen.et spec.ident.</i>				●	●	●	●	●	●	●	●			●		●	●	●	●	●	●		●		●	●		
<i>Rupicapra rupicapra</i>							●	●													●							
<i>Rupicapra sp.</i>														●	●						●							
<i>Capra ibex</i>				●	●	●	●	●	●	●	●	●		●	●		●		●	●	●		●					
<i>Capra sp.</i>								●									●									●		
<i>Ovis sp.</i>																											●	
<i>Lagopus lagopus</i>							●																					
<i>Lagopus sp.</i>							●			●																		
<i>Columba sp.</i>								●																				
Aves							●	●		●																		
<i>Testudo sp.</i>																											●	●
<i>Helix pomatia</i>	●																											
<i>Zonites (Aegopis) verticillus</i>	●																											
<i>Zonites (Aegopis) croaticus</i>	●					●																						

warmen Klimas sind. Die Tiere, die mehr oder weniger auf das kalte Klima hindeuten, sind *Lepus timidus varronis*, *Marmota marmota*, *Microtus nivalis*, *Coelodonta antiquitatis*, *Alces* sp., *Rupicapra rupicapra*, *Capra ibex* und *Lagopus lagopus*. Diese Tiere treten gemeinsam mit jenen Tieren auf, die klimatisch von der V. bis XXIV. Schicht indifferent sind, und beweisen überzeugend, daß die Ablagerung dieser Sedimente im Laufe des ganzen Würm-Glazials erfolgte. In der erwähnten kalten Fauna ist das Vorkommen des wollhaarigen Nashorns — eines der typischsten Vertreter kalten Klimas und Gliedes „der kalten Drei“ (*Coelodonta antiquitatis*, *Mammonteus primigenius* und *Rangifer tarandus*) — besonders bemerkenswert. Eine Anzahl von Zähnen des wollhaarigen Nashorns wurden in der XVI., XX., XXII. und XXIV. Schicht entdeckt. Crvena Stijena bezeichnet damit die südlichste Grenze des Ausbreitungsareals dieses Tieres im südöstlichen Europa (M. MALEZ 1965).

In den untersten Ablagerungen von Crvena Stijena sind Reste von Tieren angereichert, die mehr oder weniger darauf hinweisen, daß zur Zeit ihrer Ablagerung warmes Klima geherrscht hat. Den warmzeitlichen Charakter der untersten Schichten bezeichnen zunächst *Dicerorhinus kirchbergensis* wie auch andere Gattungen und Arten, z. B. *Megaceros* sp., *Dama* sp., *Capreolus capreolus* und *Testudo* sp. Die Reste dieser Tiere wurden in der XXVIII. und XXIX. Schicht gesammelt. Zweifelsohne erfolgte ihre Ablagerung im Riß-Würm-Interglazial. Die Art *Dicerorhinus kirchbergensis* wurde in einigen Lokalitäten der Apenninischen und Iberischen Halbinsel in den Ablagerungen aus dem Würm I/II-Interstadials festgestellt, während in Crvena Stijena dieses warmzeitliche Nashorn ausschließlich in den Ablagerungen aus dem Riß-Würm-Interglazial zu finden ist, analog wie in der etwas nördlicher gelegenen Höhle Veternica bei Zagreb (M. MALEZ 1963).

Den überwiegenden Prozentsatz der pleistozänen Fauna aus Crvena Stijena bilden jene Tiere, die in klimatischer Hinsicht indifferent sind. Dies sind Carnivoren, unter ihnen insbesondere Ursiden, dann Equiden, Cerviden, Vögel und Gastropoden. Unter den Carnivoren tritt besonders hervor der Fund der Unterart *Cuon alpinus europaeus*, des roten Alpenwolfs, eines seltenen und typischen asiatischen Caniden im Pleistozän Europas. Dies ist der erste Fund dieses Tieres auf der Balkanhalbinsel (M. MALEZ 1962). Die Reste des Bären sind in den Ablagerungen von Crvena Stijena ziemlich selten; dies gilt ebenso für den Wolf, die Höhlenhyäne und Felidae.

Von den großen festländischen Mammalia sind am zahlreichsten in Crvena Stijena verschiedene Pferde und nach ihnen die Boviden. Die Ablagerungen enthalten überwiegend deren isolierte Zähne und vollkommen zerbrochene Extremitätenknochen. Unter den Resten der Equiden sind größtenteils „schwere Pferde“ der Unterart *Equus caballus germanicus* und der Gruppe *Equus mosbachensis-abeli* vertreten. Innerhalb der Gemeinschaft Bovidae ist keine spezifische Determination möglich, weil die isolierten Zähne dafür keine sicheren Kriterien bieten. Am wahrscheinlichsten sind von den Boviden nur zwei Arten und zwar *Bos primigenius* und *Bison priscus* vertreten. Ein wesentlicher Prozentsatz in der pleistozänen Fauna dieser Lokalität kommt den verschiedenen Hirschen zu.

Die Beschaffenheit der faunistischen Reste in den pleistozänen Ablagerungen von Crvena Stijena ist so, daß deren größter Teil von der Jagdbeute der paläolithischen Jäger abstammt. Das beweisen die zerbrochenen und durch Feuer versengten Tierknochen, sowie die Tatsache, daß sie sich in den Ablagerungen befinden, die reich an paläolithischen Artefakten sind. Die Hauptjagdtiere der paläolithischen Bewohner dieser Lokalität waren vor allen verschiedene Equiden, Boviden, Cerviden, Nashörner und Wildschweine. Eine Nebenrolle in ihrer Ernährung spielten der Schneehase, das Alpenmurmeltier, verschiedene Bären, Feliden, Vögel und Schildkröten. Die Reste kleinerer Nagetiere und einiger Vögel gelangten in die Ablagerungen über die Gewölle der Eulen. Die gut erhaltenen Skelettteile der Alpenmurmeltiere weisen darauf hin, daß sie ihre Wohnstätten sogar in den Hohlräumen zwischen den Steinblöcken im oberen Komplex der pleistozänen Ablagerun-

gen hatten. Die Häuschen der festländischen Schnecken wurden durch Wasser aus der Nähe des Eingangs angeschwemmt.

Die pleistozäne Fauna von Crvena Stijena besteht aus heterogenen ökologischen Typen. In ihr begegnen wir Hochgebirgstieren (Alpenmurmeltier, Schneehase, Schneemaus, Alpensteinbock, Gemse und Schneehuhn), Tieren, die an die Steppenlandschaften gewöhnt sind (verschiedene Pferde, Nashörner, einige Hirsche, Boviden und Schildkröten), sowie typischen Waldtieren (Waldmaus, Braunbär, Luchs, Wildschwein, Hirsch und Reh). Eine solche Zusammensetzung der Fauna beweist, daß zur Zeit des oberen Pleistozäns und des Holozäns in der weiteren Umgebung von Crvena Stijena entsprechende Biotope bestanden haben. Der überwiegende Teil dieser paläontologischen Funde ist in dieser Höhle dank der Jagdaktivität unzähliger Generationen paläolithischer Bewohner dieser Lokalität angesammelt worden.

Die abschließende Bearbeitung des gesammelten paläontologischen Materials wird viele Grunddaten zur Kenntnis der Lebensbedingungen und -umstände, die sich im Laufe des oberen Pleistozäns in diesem Teil der Balkanhalbinsel entwickelt haben, beitragen.

III. Urgeschichtliche Befunde (DJURO BASLER)

Die 31 Kulturschichten ergaben eine ununterbrochene Kulturabfolge von einer Prä-moustérien-Klingenfazies bis zum Neolithikum. Die Schichten XXXI—XXV lieferten eine dem Levalloisien wohl ähnliche Kulturgruppe, jedoch mit bodenständigen Eigenschaften, so daß sie sich mit dem eigentlichen Levalloisien nicht ohne Bedenken vergleichen läßt. Diese Schichten gehören zur Riß-Eiszeit. Auffallend für diese Strata ist das Auftreten schmalklingenartiger Abschlüge, ja, sogar von Gegenständen, die fast zu Mikrolithen übergehen. Dabei gibt es aus Kalkstein angefertigte Geräte.

Das Auftreten von Schabern, vor allem mit sehr ausgeprägten Stufenretuschen, verbindet diese Funde mit dem Problembereich des mittleren Paläolithikums.

Die fast 8 Meter dicke Schichtenfolge von XXIV bis XII ergab ein Moustérien, dessen formelle Änderung sich in den einzelnen Strata in der bekannten Abfolge schon bei grober Besichtigung erkennen läßt. Etwas größere Formen in der Schicht XXIV, R/W-Interglazial, vermindern sich in den oberen Strata zugunsten eines Mikromoustérien. In der Schicht XIV lassen sich bereits Anklänge an das obere Paläolithikum vermuten, die dann ab Schicht XI Übergewicht bekommen.

Das obere Paläolithikum (Schichten XI—V) wird vom Aurignacien beherrscht. Charakteristisch ist dabei sehr frühes Auftreten der Gravette-Retuschen, was auf ein langes Fortdauern des mittleren Paläolithikums und ein verspätetes Auftreten der jungpaläolithischen Formen in dieser vom Standpunkt der europäischen Kulturentwicklung scheinbar peripheren Lokalität vermuten läßt.

Schicht IV ergab ein Mesolithikum, und die restlichen 3 Schichten trugen keramische Erzeugnisse.

Die beim jetzigen Stand der Erforschung des Balkans isolierte Lage der Fundstelle gestattet keine weitläufigen Vergleiche. Betalov Spodmol in Slovenien und die Station Vértesszöllös in Ungarn haben, soweit durch mündliche Schilderung bekannt (vgl. auch M. KRETZOI & L. VERTES 1964), ähnliche Probleme für die Prä-moustérien-Kulturschichten erbracht, womit aber noch nicht eine idente Fazies bewiesen werden konnte. Die Kulturen aus den Schichten XXXI bis XXV werden auf eine gewisse Individualität nicht verzichten können, zumindest in Bezug auf die klassische, heute geltende paläolithische Formenkunde.

Das Moustérien wird sich wohl mit gewissen Schwankungen in die bekannte Skala einfügen können. Das obere Paläolithikum zeigt dagegen Eigenschaften, die als lokale Erscheinung betrachtet werden müssen.

Merkwürdig ist die Abwesenheit der bifazial bearbeiteten Geräte im ganzen Profil der Höhle am Roten Felsen.

Die praktisch ununterbrochene Besiedlung der Höhle Crvena Stijena — die Abwesenheit der Menschen war immer von kurzer Dauer — gestattet uns eine außerordentlich klare Verfolgung der Formenentwicklung. Das bedeutet einen Vorzug in der Erforschung der Fundstelle und stellt sie als ein einzigartiges Phänomen vor.

S c h r i f t t u m

- BRODAR, M.: Crvena Stijena, eine neue Paläolithstation aus dem Balkan in Jugoslawien. Quartär **10/11**, 227-236, 1958/59.
- BRUNNACKER, K.: Die Sedimente der Höhlenruine von Hunas (Nördliche Frankenalb). Eiszeitalter u. Gegenwart **14**, 117-120, Öhringen 1963. - - Die Sedimente der Roten Höhle bei Bileća in Jugoslawien. Manuskript 1964.
- BRUNNACKER, K. & STREIT, R.: Neuere Gesichtspunkte zur Untersuchung von Höhlensedimenten. Jh. f. Karst- und Höhlenkd., Stuttgart 1966 [im Druck].
- HAMMEN, T. v. D., WIJNSTRA, T. A. & MOLEN, W. H. v. D.: Palynological study of a very thick peat section in Greece and the Würm-glacial vegetation in the Mediterranean region. Geol. en Mijnbouw **44**, 37-39, 's-Gravenhage 1965.
- HELLER, F.: Ein bedeutsames Quartärprofil in einer Höhlenruine bei Hunas/Hartmannshof (Nördliche Frankenalb). Eiszeitalter u. Gegenwart **14**, 111-116, Öhringen 1963.
- KRETZOI, M. & VÉRTES, L.: Die Ausgrabungen der mindel-zeitlichen (Biharien) Urmenschensiedlung in Vérteszöllös. Acta Geol. **8**, 313-317, Budapest 1964.
- MALEZ, M.: Erster Fund des Rotwölfes (*Cuon alpinus europaeus* BOURGUIGNAT) im oberen Pleistozän der Balkanhalbinsel. Bull. scient. **7**, 4/5, Zagreb 1962. - - Die quartäre Fauna der Höhle Veternica (Medvednica - Kroatien). Palaeont. Jugoslav. **5**, Zagreb 1963. - - Crvena Stijena in Montenegro - eine bedeutende paläontologische Lokalität auf der Balkanhalbinsel. Bull. scient. **10**, 5, Zagreb 1965. - - Über die Verbreitung des wollhaarigen Nashorns - *Coelodonta antiquitatis* (BLUMENBACH) - auf der Balkanhalbinsel. 1965. [In Vorbereitung.]
- RAKOVEC, I.: Les mammifères pléistocènes de l'abri "Crvena Stijena" près de Petrovići (Monténégro). Glasnik Zem. Muz. Sarajevo, N.S. **13**, Sarajevo 1958.
- WOLDSTEDT, P.: Das Eiszeitalter. 2. Aufl. **2**, 438 S., Stuttgart 1958.

Manusk. eingeg. 1. 11. 1965.

Anschriften der Verf.: D. Basler, Zemaljski Muzej, Sarajevo (Jugoslawien).

Dr. M. Malez, Geološko-paleontološka zbirka i laboratorij za krš Jugoslavenske akademije, Zagreb (Jugoslawien), Demetrova 18/II.

Prof. Dr. K. Brunnacker, Geolog. Institut der Universität, 5 Köln, Zülpicher Str. 49.

Untersuchungen zur spätglazialen und frühpostglazialen Vegetationsgeschichte Ostfrieslands ¹⁾

(Mit einem Beitrag zur Gliederung des Präboreals)

VON KARL-ERNST BEHRE, Wilhelmshaven

Mit 1 Tafel, 6 Abbildungen und 2 Tabellen

Zusammenfassung. An Hand eines eng analysierten Standard-Pollendiagramms von Westrhauderfehn (Ostfriesland) werden der Vegetationsablauf und die Klimaentwicklung vom Bölling-Interstadial bis zum Ende des Boreals dargelegt. Neben dem floristischen Bild wird besonderer Wert auf das Verhalten der *Pinus*-Kurve im Alleröd gelegt. Als Ergänzung hierfür wurde ein 2. Pollendiagramm bearbeitet und eine ¹⁴C-Datierung beigefügt. Das Alleröd ist in Ostfriesland klar zweigegliedert in eine kühlere Birkenphase und eine wärmere Birken-Kiefernphase mit nur einem Kiefernvorstoß. Die Kiefer hat die jüngere Tundrenzeit in der Nähe überdauert.

Zur ersten Wiederbewaldung im Präboreal ergaben sich neue Aspekte. Am Beginn des Präboreals wurde eine kurzfristige Erwärmung mit Kiefernvorstoß erfaßt und nach Vergleich mit anderen Pollendiagrammen mit der Arbeitsbezeichnung „Friesland-Schwankung“ versehen. Der darauffolgende leichte Kälterückschlag wird mit der alpinen Piottino-Schwankung (nach ZOLLER 1960) parallelisiert. Dadurch ergibt sich eine Gliederung des Präboreals wie folgt:

- c endgültige Erwärmung
- IV b Piottino-Schwankung (Stadial)
- a Friesland-Schwankung (Interstadial)

Die hydrographische und trophische Entwicklung eines spät- und frühpostglazialen Sees wird aufgezeigt, und durch die Verknüpfung seiner Sedimente mit den ausgedehnten Flugsanddecken dieses Gebietes werden letztere in die ältere und jüngere Tundrenzeit datiert.

Summary. The vegetational succession and the development of climate from the Bölling interstadial to the end of the Boreal period in Ostfriesland (N. W. Germany) are shown by means of a closely analysed standard pollen diagram from Westrhauderfehn. Besides the floristic picture great stress was laid on the evolution of the *Pinus* curve in the Alleröd period. As supplement another pollen diagram of that time was worked out and a ¹⁴C-dating added.

The Alleröd period in Ostfriesland is clearly divided into two: a colder birch phase and a temperate birch-pine-phase with only one advance of *Pinus*. This tree has survived the Younger *Dryas* period near by.

New aspects were won about the first reappearance of the forest in the Preboreal period. A short-lived improvement of the climate at the beginning of that time together with an advance of *Pinus* was discovered and, after comparison with other pollen diagrams, it was given the name "Friesland-oscillation".

The following slight deterioration of the climate corresponds to the alpine Piottino oscillation (after ZOLLER 1960). Thus the Preboreal period can be divided into three sections:

- c final improvement
- IV b Piottino oscillation (stadial)
- a Friesland oscillation (interstadial)

The hydrographic and trophic evolution of a Late- and early Post-glacial lake is described, and by linking its sediments with the coversands of the surrounding these sands can be dated back into the Older and Younger *Dryas* period.

¹⁾ Vortrag, gehalten vor der Arbeitsgemeinschaft nordwestdeutscher Geologen im Juni 1965 in Flensburg.

I n h a l t

	Seite
A. Einleitung	70
B. Zur Landschaft des Untersuchungsgebietes	70
C. Untersuchungsmethodik und Darstellung	71
D. Die spät- und frühpostglaziale Vegetations- und Klimaentwicklung	72
Abschnitt I Bölling und ältere Tundrenzeit	72
„ II Alleröd	73
„ III Jüngere Tundrenzeit	75
„ IV Präboreal mit Friesland-Schwankung	75
„ V Boreal	77
E. Zum Vorkommen einiger seltener Arten	78
F. Die Entwicklung des spätglazialen Sees und das Alter der Flugsanddecken	80
G. Literaturverzeichnis	83

A. Einleitung

In den Jahren seit dem letzten Weltkrieg ist in den benachbarten Niederlanden von verschiedenen Autoren, besonders durch VAN DER HAMMEN (1951), ein recht detailliertes Bild über den Verlauf der Vegetationsentwicklung während des Spätglazials entworfen worden. Demgegenüber stehen uns aus dem nordwestdeutschen Flachland nur wenige und zumeist ältere Untersuchungen für diese Zeit zur Verfügung. Besonders in Ostfriesland waren die spätglaziale und der ältere Teil der postglazialen Vegetationsgeschichte noch so gut wie unbekannt. Als deshalb im Zuge von Kultivierungsarbeiten bei Westrhaudefehn, Kreis Leer (Abb. 1), eine entsprechende Schichtenfolge angeschnitten wurde, gab sie dem Verfasser die Möglichkeit, auch für Niedersachsen ein modernes Pollendiagramm für diese Zeit anzufertigen und dabei besonders der Klima- und Vegetationsentwicklung zu Beginn des Postglazials genauer nachzugehen. Durch diesen Aufschluß inmitten der ausgedehnten Flugsanddecken bei Westrhaudefehn ergab sich auch für deren Bildung eine einfache Datierungsmöglichkeit.

Ein weiterer Anlaß für diese Untersuchung war der dringende Bedarf, zur Datierung von prähistorischen Fundhorizonten und von Basistorfen im Küstengebiet ein eng analysiertes Pollendiagramm als Standarddiagramm für die voratlantischen Zeitabschnitte zu besitzen, nachdem ein solches für die jüngeren Abschnitte aus Tannenhausen (GROHNE 1957) vorlag.

Die Entdeckung des Fundplatzes erfolgte durch die Aufmerksamkeit von Hauptlehrer LÖNING, Westrhaudefehn. Ihm sowie Bohrmeister H. ANDREWS danke ich für die Hilfe bei den Arbeiten im Gelände. Direktor Dr. W. HAARNAGEL danke ich für die freundliche Unterstützung mit den Mitteln des Institutes. Ebenfalls bin ich Dr. H.-J. BEUG, Göttingen, für die Erlaubnis zur Einsichtnahme in die dortige Pollen- und Literatursammlung zu Dank verpflichtet.

Durch freundliche Vermittlung von Reg.-Geol. Dr. G. LÜTTIG führte Dipl.-Phys. M. A. GEYH im Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung zwei ¹⁴C-Bestimmungen aus, wofür ich auch an dieser Stelle danken möchte.

Der Deutschen Forschungsgemeinschaft danke ich für die Unterstützung der Untersuchungen.

B. Zur Landschaft des Untersuchungsgebietes

Ostfriesland und das nördliche Oldenburg werden beherrscht vom oldenburgisch-ostfriesischen Höhenrücken, der etwa von Oldenburg über Wiesmoor bis zur Stadt Norden verläuft. Er besteht im Kern aus oft stark verwittertem Grundmoränenmaterial der Saale-Vereisung sowie am Südrand aus stellenweise zutage tretenden Talsanden. Während im O und NO die Grundmoräne im allgemeinen ansteht, ist sie auf dem Kamm zu-

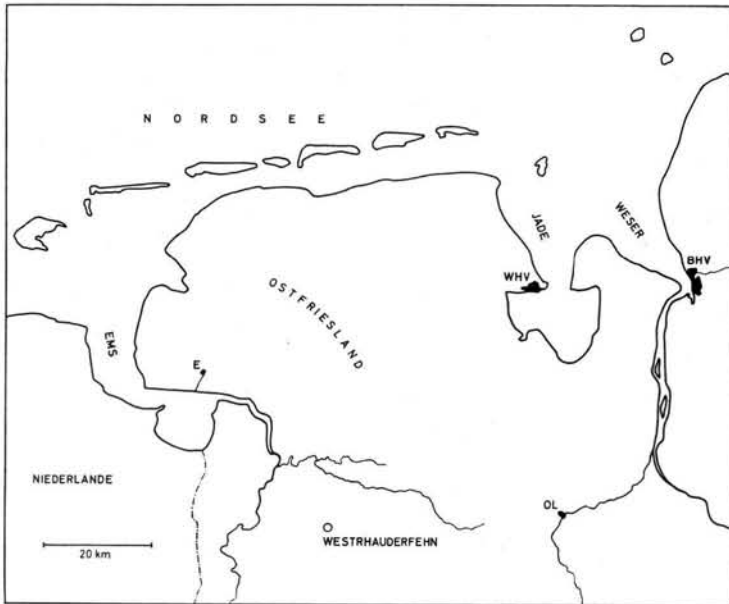


Abb. 1. Die Lage des Untersuchungsgebietes. E Emden, BHV Bremerhaven, OL Oldenburg, WHV Wilhelmshaven.

meist von ehemals sehr ausgedehnten Hochmooren verdeckt und am SW-Abfall dazu von weiten Flugsanddecken überlagert.

Nach S hin begrenzt das Tal der Leda-Jümme diesen Höhenzug und trennt dabei die Geest des Oberledingerlandes ab. Diese umfaßt den Ostteil der reiderländisch-oberledinger Stauchmoräne nach WILDEVANG (1938). An sie schließt sich nach SO hin das Gebiet von Westrauderfehn an. Zuunterst liegen hier ausgedehnte Talsandflächen, die aber nur selten anstehen und fast lückenlos von Flugsanddecken unterschiedlicher Mächtigkeit überlagert sind. Zum größten Teil sind die Flugsande von heute weitgehend abgetorfem Hochmoor überwachsen, zum Teil bilden sie jedoch noch ausgedehnte unvermoorte Flächen, wie zum Beispiel an der Probenentnahmestelle in Hahnentange im Südteil der Gemarkung Westrauderfehn.

Die Oberfläche dieser Flugsanddecken ist nicht eben, sondern verläuft zumeist in langen Wellen, zwischen denen stellenweise flache Hohlformen liegen, die ebenfalls vermoort waren. Aus einer solchen stammt das untersuchte Hauptprofil, dessen jüngerer Teil (einige Meter) dem Abtorfen zum Opfer gefallen ist. Dünen sind in der näheren Umgebung nicht ausgebildet.

C. Untersuchungsmethodik und Darstellung

Die Profile für die Pollenanalyse wurden im Herbst 1963 an gesäuberten Stichwänden in Zinkkästen entnommen. Die Proben wurden in KOH gekocht und dann dem üblichen Azetolyseverfahren unterworfen. Alle Proben mit Sand und Schluff wurden mit kalter 45%iger HF behandelt.

Die Pollenuntersuchungen wurden mit einem Zeiß-Standard-Mikroskop (Neofluar 40/0,75 und Apochromat 100/1,32), die Phasenkontrastuntersuchungen mit Ph 100/1,32 durchgeführt. Jede Probe des Haupt-Pollendiagrammes (Abb. 2) wurde auf mindestens 1000 Pollenkörner (Pk) ausgezählt, um auch seltene Pollentypen zu erfassen. Darüber-

hinaus wurden jeweils einige weitere Präparate mit schwächerer Vergrößerung nach selteneren Typen abgesucht. Wichtige Pollenkörner wurden zum Beleg als Einzelkornpräparate (nach der Methode von BEUG 1957) zurückbehalten.

Die Darstellung der Pollendiagramme (Abb. 2—4) erfolgte in Form von Gesamtdiagrammen. Die Prozentwerte aller Pollen- und Sporentypen einer Probe beziehen sich auf die Gesamtpollensumme ($\Sigma P1$) unter Ausschluß der Sumpf- und Wasserpflanzen sowie der Sporen. Die $\Sigma P2$ umfaßt diese Gesamtsumme $\Sigma P1 +$ Sumpf- und Wasserpflanzen (ohne Sporen). In beiden Pollendiagrammen sind zur Verdeutlichung verschiedene Maßstäbe verwandt worden.

Soweit Pollenkörner nicht im Zählgang, sondern erst bei weiterer Nachsuche ermittelt wurden, sind keine Prozentwerte, sondern ein | für einmaliges und ein + für mehrfaches Vorkommen außerhalb der Zählung angegeben. Alle nicht im Haupt-Pollendiagramm verzeichneten Pollentypen finden sich in Tabelle 2. Die Tiefenangaben im Haupt-Pollendiagramm (Abb. 2) sind cm unter Oberfläche, die römischen Ziffern geben die Pollenzonen nach FIRBAS (1949) an. Großreste wurden aus allen Horizonten gesammelt und werden noch bearbeitet.

Die Glühverlustbestimmungen (Abb. 5) wurden wie folgt durchgeführt: Bei 110° C wurden die Proben über Nacht getrocknet und anschließend im Porzellantiegel 2 Stunden in der heißen Bunsenflamme geglüht. Die Werte des mineralischen Anteils sind, wie üblich, auf die Trockensubstanz bezogen und schließen auch die Torfasche mit ein.

Alle Bohrungen zur Erfassung des Seebeckens (Abb. 6) sind Handbohrungen mit dem SCHÜTTE-Bohrer. Die senkrechten Striche in Abb. 6 geben die Bohrungen an, deren Abstand bis auf die beiden westlichen je 10 m beträgt. Die dicke Querlinie über dem Seggentorf in Abb. 6 gibt die Untergrenze der Abtorfung an. Der daraufliegende *Sphagnum*-Torf ist viel jünger und wurde, wie üblich, beim Abtorfen dort abgelegt.

D. Die spät- und frühpostglaziale Vegetations- und Klimaentwicklung

Abschnitt I (nach FIRBAS 1949): Bölling und ältere Tundrenzeit

Zur Beurteilung, ob und in welchem Grade eine Landschaft bewaldet war, dient weitgehend das Verhältnis der Nichtbaumpollen (NBP) zu den Baumpollen (BP) und die Zusammensetzung beider. Im untersten Abschnitt des Haupt-Pollendiagramms von Westrhauderfehn (Abb. 2) dominieren die NBP deutlich über die BP. Zwar können die Cyperaceen zum großen Teil aus der Lokalfloora stammen, doch ist ihr Kurvenverlauf bezeichnenderweise dem der Gramineen auffallend ähnlich. Die BP setzen sich nur aus wenigen Typen zusammen: *Betula*, *Salix*, *Juniperus* und *Pinus*. Bei den ersteren beiden dürfte es sich dabei vorherrschend um die Zwergbirke (*Betula nana*) und verschiedene Kriechweiden handeln. *Pinus* ist sicher fernverweht. Das Pollendiagramm zeigt also für den Abschnitt I eine Tundrenvegetation, in die vermutlich die ersten Baumbirken einwanderten.

Die NBP lassen deren Zusammensetzung deutlich erkennen. Neben den damals allgemein stark vertretenen Gattungen *Artemisia*, *Thalictrum*, *Rumex*, *Helianthemum*, *Potentilla*, *Selaginella* u. a. konnten in Westrhauderfehn auch einige seltener Spätglazialtypen nachgewiesen werden wie z. B. *Ephedra*, *Gypsophila*, *Polemonium*, *Sanguisorba minor* und *officinalis* sowie *Armeria*.

Bei der Betrachtung der Kurven der NBP und von *Betula* erscheint es wahrscheinlich, daß in den untersten Proben (1—3) noch die Bölling-Schwankung erfaßt ist. Dafür spricht auch der *Salix*-Gipfel in Verbindung mit dem *Juniperus*-Höhepunkt zu Beginn von Ic (vgl. v. D. HAMMEN 1951). Doch läßt sich die Trennung in Ib und Ic im vorgelegten Diagramm nicht völlig eindeutig belegen.

Deutlich ausgeprägt erscheint die *Juniperus*-reiche Phase gegen Ende von I. Sie geht der Ausbreitung des Waldes voraus (s. IVERSEN 1954, S. 103). In erster Linie durch Beschattung geht der stark lichtbedürftige *Juniperus* dann rasch zurück. Das *Juniperus*-Maximum zu Ende von I entspricht ganz den Ergebnissen aus den Niederlanden (v. D. HAMMEN 1951, POLAK 1959, CASPARIE & v. ZEIST 1960), während in Dänemark das *Juniperus*-Maximum an der Wende III/IV liegt (IVERSEN 1954).

Die Grenze I/II ist sehr klar durch den steilen Anstieg der BP gekennzeichnet.

Abschnitt II: Alleröd

Das Alleröd ist im Hauptdiagramm (Abb. 2) als Gytja ausgeprägt. Während dieses Abschnittes griff die Vermoorung auf die den See umgebenden Flugsande über und bildete ein kräftiges Torfband aus (s. S. 82). Aus diesem etwa 30 cm starken Torfprofil stammt das Neben-Pollendiagramm Westrhauderfehn II (Abb. 3), das nur das Alleröd enthält.

Der steile Anstieg der *Betula*-Kurve zu Anfang des Alleröds zeigt den Beginn der Bewaldung durch Baumbirken an. Ihre rasche Ausbreitung drückt in den Pollendiagrammen fast alle übrigen Kurven nach unten. Der Reichtum an Kräutern in der älteren Tundrenzzeit geht durch die Beschattung stark zurück, wie aus den Diagrammen ersichtlich ist. Lediglich die etwas stärker thermophile *Filipendula* breitet sich jetzt stärker aus. Die Vegetationsdecke schließt sich, was sich im Aufhören der Sandeinschwemmung zeigt (vgl. Abb. 5). Im See herrschen *Myriophyllum*, *Nuphar* und *Potamogeton*, um ihn herum Braunmoose, *Menyanthes* und *Carex*.

Kurz nach dem Beginn der geschlossenen Ericaceen-Kurve erfolgt die Ausbreitung von *Pinus* auf Kosten von *Betula*. Durch enge Probenfolgen wurde der Frage nach dem Verlauf der *Pinus*-Kurve im Alleröd genauer nachgegangen. Im weiteren Umkreis des Untersuchungsgebietes wurde bisher lediglich von CASPARIE & v. ZEIST 1960 ein doppelter Kiefernvorstoß beschrieben und mit der dänischen Allerödgliederung (KROG 1954 und IVERSEN) verglichen. Normalerweise zeigen die Pollendiagramme aus Norddeutschland und den Niederlanden eine eingipflige *Pinus*-Kurve, gelegentlich mit einem Absatz nach dem ersten *Pinus*-Anstieg, bevor es zum eigentlichen Gipfel kommt. Die meisten vorliegenden Pollendiagramme sind aber zu grob, um feinere Aussagen zu ermöglichen. Die dichten Probenfolgen in Verbindung mit der hohen Pollenzählung in Westrhauderfehn zeigen, daß es in unserem Gebiet nur einen *Pinus*-Vorstoß gegeben hat. Dann dürfte der zweifache *Pinus*-Gipfel von Waskemeer (CASPARIE & v. ZEIST 1960) wohl auf lokale Ursachen zurückzuführen sein. Zudem liegt in Waskemeer der erste *Pinus*-Vorstoß m. E. zu spät, um ihn mit dem ersten Allerödabschnitt in Dänemark parallelisieren zu können. In Westrhauderfehn haben wir also eine Zweigliederung des Alleröds in eine kühlere Birkenphase IIa und eine wärmere Birken-Kiefernphase IIb (wie bei STEINBERG 1944, OVERBECK 1949). Diese Trennung zeigt sich nicht nur im Verhältnis *Betula*/*Pinus*, sondern ebenfalls deutlich in der *Filipendula*-Kurve (Abb. 2).

Zur ¹⁴C-Datierung des Beginns des *Pinus*-Anstieges habe ich eine Torfprobe zwischen den Proben 61 und 62 des Profils in Abb. 3 entnommen und dem Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung in Hannover zugesandt. Dipl.-Phys. M. A. GEYH möchte ich für die Durchführung der Bestimmung auch an dieser Stelle verbindlichst danken.

Die ¹⁴C-Datierung ergab:

Hv 736 ML = 10890 ± 210 Jahre vor 1950 (das entspricht 8940 ± 210 v. Chr.).

Es ist zu hoffen, daß durch weitere ¹⁴C-Datierungen bald ein exakter Vergleich zwischen der dänischen und der mitteleuropäischen Allerödgliederung möglich wird.

In der Birken-Kiefernphase des Alleröds macht sich schon bald die erneute Auflockerung der Wälder bemerkbar. Der mineralische Anteil am Sediment nimmt zu (Abb. 5), die NBP steigen an, und mit dem endgültigen Kiefernabfall endet der Abschnitt II.

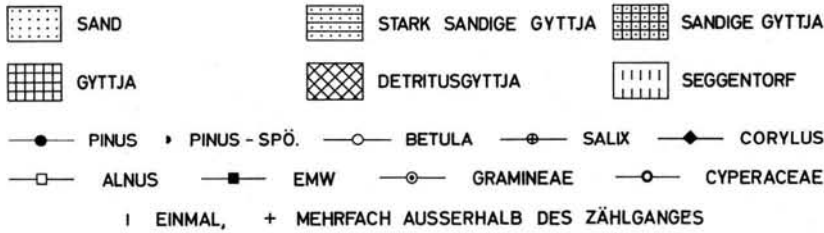


Abb. 4. Legende zu Abb. 2 und 3.

Abschnitt III: Jüngere Tundrenzeit

Die kräftige Ausbreitung der Kräuter und Zwergsträucher, verbunden mit der starken Einwehung von Sand in den untersuchten See, bezeugt die erneute weitgehende Entwaldung unseres Gebietes. Dabei treten wiederum besonders lichtliebende Pflanzen, wie *Juniperus*, *Artemisia* und jetzt auch in starkem Maße *Empetrum* und *Calluna* auf. Die letzteren zeigen, daß die Böden gegenüber Abschnitt I ausgelagert und stark versauert sind (vgl. S. 82). Aus dem gleichen Grunde erscheint *Helianthemum* im Gegensatz zur älteren Tundrenzeit in Abschnitt III nur noch sporadisch und *Hippophaë* gar nicht mehr. *Selaginella* verläuft wie im Abschnitt I in geschlossener Kurve. Die relativ termophile *Filipendula* verschwindet wieder fast ganz (vgl. dazu IVERSEN 1954, S. 98). Das floristische Bild ist ähnlich, aber nicht ganz so reich wie in der älteren Tundrenzeit. Die gegenüber anderen norddeutschen Pollendiagrammen sehr starke Ausbreitung von *Empetrum* beruht auf zwei Faktoren: einmal wird sie begünstigt durch die ausgedehnten Dünen- und Flugsande dieses Gebietes, die während dieses Abschnittes noch weiter umgelagert werden, zum anderen dürfte der relativ stärkere ozeanische Einfluß fördernd gewesen sein (vgl. v. D. HAMMEN 1951). Wir haben uns zu dieser Zeit eine zwergstrauchreiche Tundrenvegetation vorzustellen, in der aber einige Baumbirken sowie vereinzelt auch Kiefern noch gediehen (s. u.). Für beides sprechen die Pollenwerte, für *Pinus* auch der mehrfache Fund von Spaltöffnungen, die allerdings auch umgelagert sein können. Mit der erneuten Abnahme der NBP erreicht die *Juniperus*-Kurve ein zweites Maximum, das jedoch ähnlich wie in Holland längst nicht so ausgeprägt ist wie in Abschnitt I (vgl. S. 83).

Der Abfall der NBP zusammen mit dem korrespondierenden Anstieg der BP, besonders von *Pinus*, ergibt die Grenze gegen IV.

Abschnitt IV: Präboreal mit Friesland-Schwankung

Im Präboreal findet die endgültige Erwärmung und Wiederbewaldung unseres Gebietes statt. Diese konnte zunächst nur durch die Arten erfolgen, welche die jüngere Tundrenzeit am Ort oder in der Nähe überdauert haben, das sind *Betula* und *Pinus*. Lediglich die ökologisch ähnliche *Populus* tritt gleich zu Beginn von IV hinzu. Sehr bemerkenswert ist nun der Vorstoß von *Pinus* gleich zu Beginn des Abschnittes. Unter anderem stützt er die Annahme, daß dieser Baum in Ostfriesland auch während der jüngeren Tundrenzeit stellenweise vorhanden war. Mit dem Anstieg der *Pinus*-Kurve sinken die NBP-Werte sowie *Juniperus* rapide ab. Doch kurz darauf gehen die *Pinus*-Werte erneut auf ihren alten Stand zurück, während gleichzeitig die NBP einschl. *Empetrum* sowie *Juniperus* für eine Übergangsperiode wieder ansteigen und erneut eine teilweise offene Vegetation bezeugen. Auch *Viburnum* ließ sich hier in einer Probe nachweisen. Erst danach beginnt die endgültige Ausbreitung von *Pinus* und der letztmalige Abfall der NBP.

Bei einem solchen Diagrammverlauf wäre es zwar theoretisch möglich, daß er auf Pollenumlagerung beruht. Das ist jedoch mit Sicherheit nicht der Fall. Denn einmal liegt der Sedimentwechsel vom vorherrschend minerogenen zum vorwiegend organogenen Anteil bereits an der Zonengrenze III/IV, und vor allem fehlen Sekundärpollen in diesem

Abschnitt fast ganz. In den in Frage kommenden sieben Proben 26—32 fanden sich insgesamt nur 3 sicher umgelagerte Pollenkörner unter 8683 gezählten.

Somit scheint mir dieser Kiefernvorstoß nur klimatisch erklärbar zu sein. Da er sehr kurzfristig war, wurde er in den bisher vorliegenden, meist mit recht großem Probenabstand analysierten Präborealdiagrammen kaum richtig erfaßt. Eine ähnliche Schwankung vor dem eigentlichen Kiefernanstieg findet sich in Waskemeer (CASPARIE & v. ZEIST 1960) und ist, obwohl der darauf folgende Rückschlag nicht so deutlich ausgeprägt ist, höchstwahrscheinlich synchron. Da diese kurze Wärmeschwankung mit dem *Pinus*-Vorstoß sich sowohl in Ostfriesland (Westrhauderfehn) wie auch in Westfriesland (Waskemeer) bemerkbar macht, möchte ich ihr die Arbeitsbezeichnung „Friesland-Schwankung“ geben. Damit käme man zu einer Dreiteilung des Präboreals in

IVa (Probe 26—28) Friesland-Schwankung (Erwärmung)

IVb (Probe 29—32) erneute Abkühlung („jüngste Parktundrenzeit“)

IVc (Probe 33—36) endgültige Erwärmung.

Ob diese leichte Klimaschwankung ein größeres Gebiet betroffen hat, müssen zukünftige Feinuntersuchungen des Präboreals zeigen. Wahrscheinlich wurde sie in unserem Gebiet in den Pollendiagrammen Stellmoor (SCHÜTRUMPF 1943; recht typisch) und Belle Croix (v. D. HAMMEN 1951) bereits erfaßt.

Wenngleich man mit der Konnektierung solcher kleinerer Klimaschwankungen über größere Entfernungen überaus vorsichtig sein muß, möchte ich doch auf ähnliche Verhältnisse im Alpengebiet hinweisen. Hier hat ZOLLER (1960) für das Tessin, fußend auf WELTEN (1958) im Wallis und Berner Oberland und bestätigt von BEUG (1964) für das Gardasee-Gebiet, eine vergleichbare Gliederung des Präboreals aufgezeigt. Er konnte einen deutlichen Kälterückschlag im Präboreal, die sogenannte Piottino-Schwankung, nachweisen und mit Hilfe von ^{14}C -Bestimmungen auf die Zeit von 8100 bis 7700 v. Chr. datieren. Da für den Beginn des Präboreals nach zahlreichen ^{14}C -Bestimmungen 8300 v. Chr. allgemein anerkannt ist, entspricht die Piottino-Schwankung zeitlich recht gut dem Abschnitt IVb von Westrhauderfehn (Tabelle 1).

Tabelle 1

Abschnitte nach FIRBAS		Jahre v. Chr.	
	Atlantikum	5500	
V	Boreal	6800	
		7700	c endgültige Erwärmung
IV	Präboreal	8100	b „Piottino-Schwankung“ (Stadial)
		8300	a „Friesland-Schwankung“ (Interstadial)
III	jüngere Tundrenzeit	8700	
II	Alleröd		b
			a
		10000	
			c
I	ältere Tundrenzeit		b Bölling-Interstadial
			a

Die Ursache dafür, daß die Friesland-Schwankung nicht früher bekannt geworden ist, liegt in zwei Gründen: einmal ist bei uns das Präboreal von den Pollenanalytikern bisher recht schlecht behandelt worden, denn die meisten Pollendiagramme haben nur sehr wenige Spektren aus dem Präboreal, die zudem häufig nicht sehr weit ausgezählt sind und nicht immer den ganzen Abschnitt umfassen. So lassen sich feinere Schwankungen aus ihnen nicht ablesen. Leider hat auch die umfassende Arbeit von JÖRGENSEN (1963) das Präboreal wohl nie ganz erfaßt.

Zum anderen zeigt sich eine Klimaschwankung immer am deutlichsten in den Grenzgebieten verschiedener Vegetationseinheiten oder Pflanzenareale, da sich deren Grenzen dort verschieben, während besonders eine geringe Klimaschwankung sich innerhalb eines breiten Vegetationsgürtels kaum bemerkbar macht.

Entsprechendes zeigt auch die ZOLLER'sche Piottino-Schwankung. Sie ließ sich am sichersten in einer Höhenlage fassen, die während dieser Zeit von der Waldgrenze passiert wurde: das war der Piottino-Riegel. In dem Pollendiagramm vom Origliose war diese Schwankung nur sehr schwach ausgeprägt, und in den Diagrammen aus dem nördlichen Alpenvorland ist sie überhaupt nicht erkennbar (G. LANG 1962, A. BERTSCH 1961).

So kann die deutliche Ausprägung der Friesland-Schwankung in Westrhauderfehn durch eine solche Grenzlage bedingt sein. Und zwar wird der Grenzbereich geprägt von der zu Beginn des Präboreals ähnlich wie im Alleröd vordringenden Kiefer, deren Wälder wahrscheinlich inselartig zunächst die ihnen günstigsten Böden einnahmen. Im Verlauf des Kälterückschlages zog sich die Kiefer wieder zurück, und es breiteten sich vor allem *Juniperus*, *Empetrum* und Kräuter neben der Birke wieder aus. Auch *Hippophaë*, *Helianthemum* und sogar *Gypsophila* erscheinen noch einmal. Das zeigt, daß nicht nur die ehemaligen Kiefernflächen von der Birke besetzt wurden, sondern daß es stellenweise erneut zur Bildung offener Vegetation mit Zwergsträuchern und Kräutern kam. Dieser Typ dürfte besonders auf den die Profilstelle umgebenden spätglazialen Flugsandflächen mit ihren armen Böden verbreitet gewesen sein.

Die Vegetationsdecke als solche muß im Untersuchungsgebiet aber zu dieser Zeit geschlossen geblieben sein, sonst hätten sich in der Gytta deutliche Sandeinwehungen zeigen müssen. Der aus den Glühverlustbestimmungen (Abb. 5) ersichtliche mineralische Anteil beruht jedoch im Abschnitt IV fast ausschließlich auf Ton und Schluff.

Abchnitt V: Boreal

Während die obere Grenze des Boreals pollenanalytisch durch den Anstieg von Eichenmischwald (EMW) und *Alnus* meist gut zu ziehen ist, muß man bei der Grenze IV/V vorsichtiger vorgehen. OVERBECK (1950) nimmt als Kriterium für die Zonengrenze Präboreal/Boreal den Anstieg der *Corylus*-Kurve, SCHMITZ (1953) fügt die empirische EMW-Grenze hinzu. Zum gleichen Zeitpunkt setzt die Hauptausbreitung von *Pinus* ein, die zu ihrem postglazialen Maximum in unserem Gebiet führt. Von diesen Kriterien ist die Haselkurve das unsicherste. ALETSEE (1959, S. 31) hat zusammengestellt, wie stark der Anstieg von *Corylus* selbst innerhalb kleiner Räume verzögert sein kann. In Ostfriesland müssen wir nach den bisher vorliegenden Untersuchungen (GROHNE 1957) ebenfalls damit rechnen (Diagramm Hilgenrieder Bucht B. 68). Schon das Pollendiagramm Huxfeld (OVERBECK 1949) weist darauf hin. In Westrhauderfehn ist der *Corylus*-Anstieg sehr deutlich verzögert und entfällt damit für die Großgliederung des Pollendiagrammes. Der Beginn des Boreals wird deshalb dort angesetzt, wo die *Pinus*-Dominanz beginnt und gleichzeitig die empirische Grenze des EMW (vorwiegend *Ulmus*) liegt. Die geschlossene Haselkurve nimmt hier ebenfalls ihren Anfang.

Das Boreal wird in seinem ganzen Verlauf von *Pinus* beherrscht, der sich etwas verzögert, wie erwähnt, *Corylus* hinzugesellt. *Betula* geht bald auf etwa 10% des Gesamtpollens zurück. Das Waldkleid ist völlig geschlossen, und allmählich erscheinen die wär-

meliebenden Bäume. *Ulmus* und *Quercus* haben zwar an der Wende IV/V ihre empirische Grenze, bleiben aber bis zur Mitte des Boreals unter 50/00, und zwar ist *Ulmus* meist häufiger als *Quercus*. In der zweiten Hälfte des Boreals erreicht der EMW dann höhere Werte und beginnt seine Hauptausbreitung gemeinsam mit dem plötzlichen Steilanstieg von *Alnus* am Übergang zum Atlantikum. In den oberen Proben (Nr. 52—55) des Boreals erscheint regelmäßig auch *Tilia*.

Die Aufgliederung des Boreals in einen kiefernreicheren (Va nach FIRBAS, 6 nach OVERBECK) und einen hasel- und EMW-reichen Abschnitt (Vb nach FIRBAS, 7 nach OVERBECK) wird bei den verschiedenen Autoren nach etwas unterschiedlichen Gesichtspunkten vorgenommen. Ich habe für Westrhaderfehn die erstmalige Überkreuzung von *Pinus* durch *Corylus* gewählt, mit der die eigentliche Kiefernphase abgeschlossen wird. Gleichzeitig findet eine deutliche Vermehrung des EMW statt.

Wichtig für die Beurteilung der Temperaturverhältnisse ist seit IVERSEN (1944) besonders das Auftreten von *Hedera* und *Viscum*. In Westrhaderfehn erscheinen beide bereits im jüngeren Boreal, *Hedera* mit 6 und *Viscum* mit 4 Pollenkörnern. Während *Hedera* um diese Zeit auch anderswo in Niedersachsen usw. erstmals auftritt (vgl. die Zusammenstellung bei KUBITZKI 1961), ist *Viscum* bisher im Boreal im westlichen Norddeutschland, Holland etc. noch nicht nachgewiesen. Offenbar war aber auch hier die Sommerwärme bereits um diese Zeit so hoch, daß *Viscum* schon gedeihen konnte.

E. Zum Vorkommen einiger seltener Arten

Alle nicht im Haupt-Pollendiagramm (Abb. 2) verzeichneten Arten sind in Tab. 2 vermerkt. Im Neben-Pollendiagramm (Abb. 3) sind folgende Pollenfunde nicht eingetragen: *Alnus* (Probe 58: 0,20%), *Batrachium* (65: 0,2), *Caryophyllaceae* (59: 0,2; 64: 0,2), *Corylus* (66: 0,2), *Empetrum* (60: 0,6; 61: 0,4; 63: 0,2; 64: 0,6), *Papilionaceae* (66: 0,2), *Potamogeton* (56: 0,2), *Quercus* (61: 0,2; 66: 0,4), *Urtica* (66: 0,2).

Pilularia (globulifera) (Taf. I, Fig. 1-3): Sporenfunde von *Pilularia* sind mir aus der pollenanalytischen Literatur mit Ausnahme des Nachweises einer Makrospore aus dem irischen Kilbeg-Interglazial (MITCHELL 1953, zit. n. GODWIN 1956) nicht bekannt geworden, obwohl sie leicht kenntlich sind. Trotzdem gehört *Pilularia* zu den ältesten Vertretern unserer Flora, wie die Funde von Westrhaderfehn zeigen. Hier wurden 16 Mikrosporen dieser oligotraphenten Art nachgewiesen und zwar ausschließlich im Präboreal (vgl. S. 82).

Ephedra (Taf. I, Fig. 5): Von diesem spätglazialen Strauch wurden 7 Pk in den Abschnitten I, II (aus nicht veröffentlichten Proben) und III gefunden. Sie verteilen sich auf die Typen wie folgt:

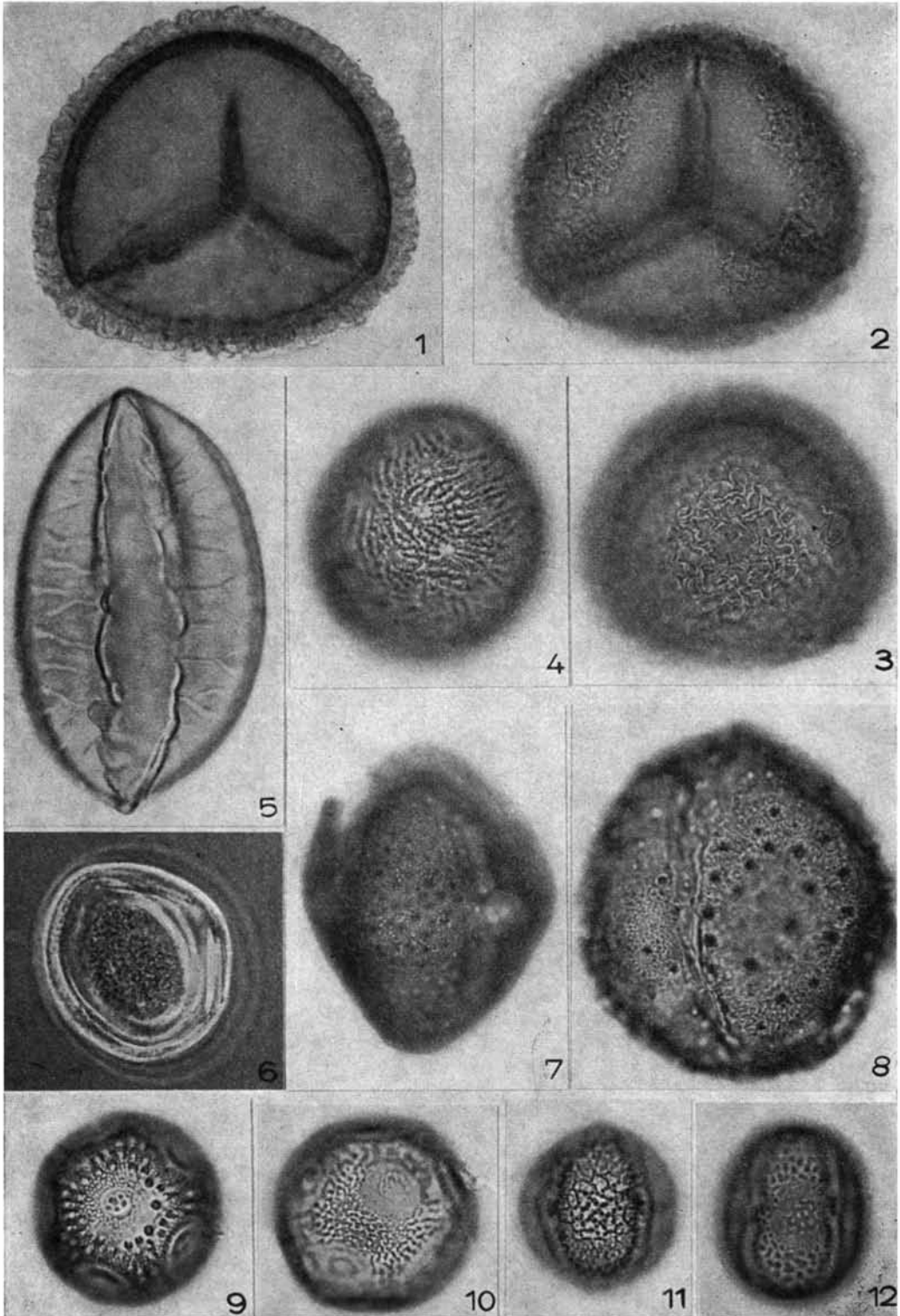
E. distachya-Typ 4 Pk (I: 1, II: 1; III: 2) und *E. fragilis*-Typ (mit 10-14 Rippen) 3 Pk (II: 1; III: 2). Zur Bestimmung vgl. BEUG 1961.

Parnassia: Gefunden wurden 2 Pk im Abschnitt I. Charakteristisch sind besonders die unterschiedlich großen Maschen auf Interkolpien und Polen.

Gypsophila (Taf. I, Fig. 10): 8 Pk in Abschnitt I, 1 in Abschnitt IVb. Sämtlich mit 12 Poren, Anulus 1,5-2 μ breit. Nach ANDERSEN (1961) kommen damit nur *G. repens* und *G. fastigiata* in Frage.

Scleranthus perennis L. (Taf. I, Fig. 9): 2 Pk in IVc und Vb, jeweils mit 12 Poren. Die äußerst typischen Pk dieser Pionierpflanze sind fossil bisher nur aus drei Fundorten bekannt (vgl. ANDERSEN 1961).

Armeria: Im Abschnitt I wurde das Bruchstück eines *Armeria*-Pk gefunden, das aber einwandfrei bestimmbar war. Bisher im Spätglazial nur in Dänemark regelmäßig nachgewiesen (IVERSEN 1954).



Tafel 1

Fig. 1-3: *Pilularia*, Mikrosporen; Fig. 4: *Polemonium coeruleum*; Fig. 5: *Ephedra distachya*-Typ;
 Fig. 6: *Populus* (Phasenkontrast); Fig. 7: *Centaurea scabiosa*; Fig. 8: *Valeriana sambucifolia*;
 Fig. 9: *Scleranthus perennis*; Fig. 10: *Gypsophila repens/fastigiata*; Fig. 11: *Viburnum*; Fig. 12:
Lysimachia. Fig. 1-3 Vergr. 800 x; Fig. 4-12 Vergr. 1000 x.

Polemonium coeruleum L. (Taf. I, Fig. 4): Von dieser Art wurden 3 Pk in den Abschnitten I und III gefunden. Seit v. ZEIST (1955), IVERSEN (1954), GODWIN (1956) und BEUG (1957) gehört sie zu den seltenen, aber typischen Spätglazialpflanzen.

Littorella uniflora (L.) ASCHERS.: Tritt als Charakterart für das oligotraphente Littorellion nur in der jüngeren Phase des Sees (Präboreal) auf, dort aber sehr regelmäßig.

Valeriana sambucifolia MİK. (Taf. I, Fig. 8): Wurde in den Abschnitten II-IV mehrfach gefunden. Diese Art geht heute in Skandinavien erheblich weiter nach Norden als *V. officinalis*. Die Pk wurden nach der Größe von der *officinalis*-Gruppe abgetrennt (vgl. WAGENITZ 1956).

Valeriana officinalis L.: Trat nur einmal in Abschnitt III auf. Pk kleiner als von *V. sambucifolia*.

Centaurea scabiosa L. (Taf. I, Fig. 7): Je 1 Pk wurde in I und IVc nachgewiesen. Diese Art ist seit IVERSEN (1954) als Spätglazialpflanze bekannt. *C. cyanus* wurde nicht gefunden.

F. Die Entwicklung des spätglazialen Sees und das Alter der Flugsanddecken

Bereits in der älteren Tundrenzeit (Abschnitt I) war die heutige Senke von einem See erfüllt. Das zeigen besonders die hohen *Potamogeton*- und *Myriophyllum*-Werte sowie zahlreiche Sumpfpflanzen im Pollendiagramm. Die entstehende Gytjtja ist vor allem im älteren Teil noch sehr stark sandig, ein Zeichen für die offene Vegetation und die Flugsandverwehung. Im älteren Teil des Alleröds (IIa) bildete sich dann eine sandfreie Grobdetritusgyttja, die im jüngeren Alleröd von einer Lebergytjtja abgelöst wird, welche nach oben hin zunehmend sandhaltiger wird (s. Glühverlustdiagramm und Stratigraphiespalte im Pollendiagramm). Im Alleröd gediehen zahlreiche Wasser- und Sumpfpflanzen, besonders *Nuphar* erreicht im Pollendiagramm eine geschlossene Kurve, *Polygonum amphibium* ist in jeder Probe vorhanden.

Der Rückgang der Wasser- und Sumpfpflanzen gegenüber Abschnitt I im Pollendiagramm ist nur scheinbar so stark, und zwar bedingt durch das Auftreten von Bäumen, die mit ihrer starken Pollenstreu den Anteil der auf die nichtlimnischen Pollen bezogenen Werte relativ zurückdrängen.

Während der jüngeren Tundrenzeit setzte eine starke erneute Sandeinwehung ein. Dadurch erblindet der See zeitweise, doch es bleibt ein Sumpf zurück, wie *Menyanthes* und *Caltha* zeigen. Zu Ende des Abschnittes III und durch das ganze Präboreal hindurch führt der See wieder Wasser und beherbergt zahlreiche Wasser- und Sumpfpflanzen, darunter *Pilularia*, *Sagittaria* und in großen Mengen *Isoetes echinospora*. Zu Beginn des Boreals verlandet das Becken endgültig, und bis zum Ende des Boreals wächst ein armer und besonders oben stark zersetzter Seggentorf mit etwas *Eriophorum* auf. Später geht die Serie in Hochmoortorf über, doch ist dieser bereits vollständig dem Torfabbau zum Opfer gefallen.

Zu den Trophieverhältnissen dieses ehemaligen Sees lassen sich an Hand der Pollenfunde ebenfalls einige Aussagen machen: Die Gattung *Myriophyllum* umfaßt drei Arten: *M. spicatum*, *M. verticillatum* und *M. alterniflorum*. Die beiden ersten lassen sich pollenanalytisch nicht trennen und sind im Pollendiagramm deshalb zusammen als *M. spec.* angegeben. Beide Arten sind typisch für nährstoffreiche, eutrophe Gewässer. Die dritte Art, *M. alterniflorum*, zeigt dagegen nährstoffarmes, oligotrophes Wasser an. Das Pollendiagramm zeigt nun im Abschnitt I und in der ersten Hälfte von IIa kräftige Werte von *Myriophyllum spicatum* + *verticillatum*. Dann werden diese Arten durch *M. alterniflorum* abgelöst, und etwas später gesellt sich mit hohen Werten die stark oligotraphente

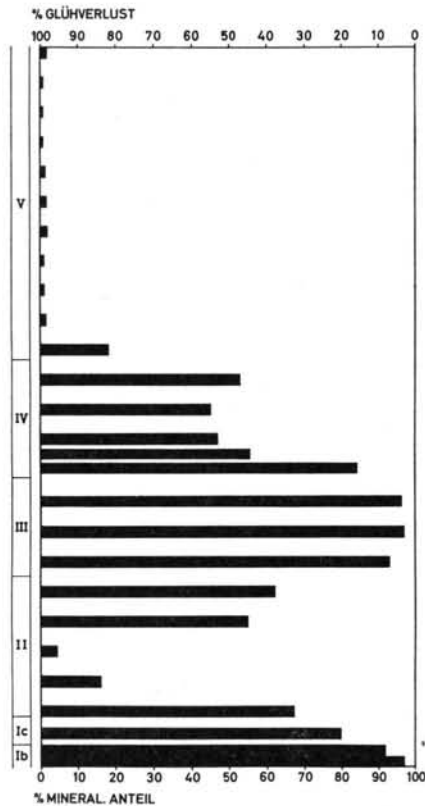


Abb. 5. Glühverlust-Diagramm des Hauptprofils Westrhauderfehn.

Isoëtes echinospora hinzu. In der ersten Allerödhälfte wechselt der See also vom eutrophen zum oligotrophen Typ. Die umgebenden Böden sind während des Weichselglazials offensichtlich durch Kryoturbation, Solifluktion usw. tiefgründig umgearbeitet und auch durch Zuwehung erneuert worden, so daß ein gewisser Nährstoffgehalt (bes. Kalk) erreicht wurde. Doch bereits in der Mitte des Abschnittes IIa waren diese Nährstoffe wieder ausgewaschen und die Trophie schlug um. Ein ähnlicher Wechsel ist auch im Hohen Moor (SCHNEEKLOTH 1963) an der Wende II/III zu erkennen. Auch im Interglazial gibt es entsprechende Erscheinungen (BEHRE 1962).

Nach dem vorübergehenden Erblinden des Sees von Westrhauderfehn in der jüngeren Tundrenzzeit bleibt die neue Phase des Sees (vom Ausgang von III ab) rein oligotroph mit *Isoëtes*, *Myriophyllum alterniflorum* und regelmäßig sogar *Pilularia* und *Littorella*. Der oligotrophe See verlandet im Boreal mit einem armen Seggenried, in dem auch 2 *Drosera*-Arten nachgewiesen wurden.

Die übrigen gefundenen Pollentypen von Wasserpflanzen haben entweder eine breite ökologische Amplitude oder umfassen, wie die Gattung *Potamogeton*, sowohl eutraphente als auch oligotraphente Arten.

An Hand zweier Schnitte mit 29 Handbohrungen im Bereich des Sees sowie von Aufschlüssen, die bei der Sandabfuhr im benachbarten Flugsandgebiet entstanden, ließ sich die Ausdehnung des spätglazialen Sees feststellen (s. Abb. 6). Im Alleröd betrug seine Länge gut 120 m, die Breite gut 105 m. In diesem Abschnitt hat sich dazu eine Vermoorung auf die benachbarten älteren Flugsande gezogen. Es ist ein armer Braunmoostorf mit

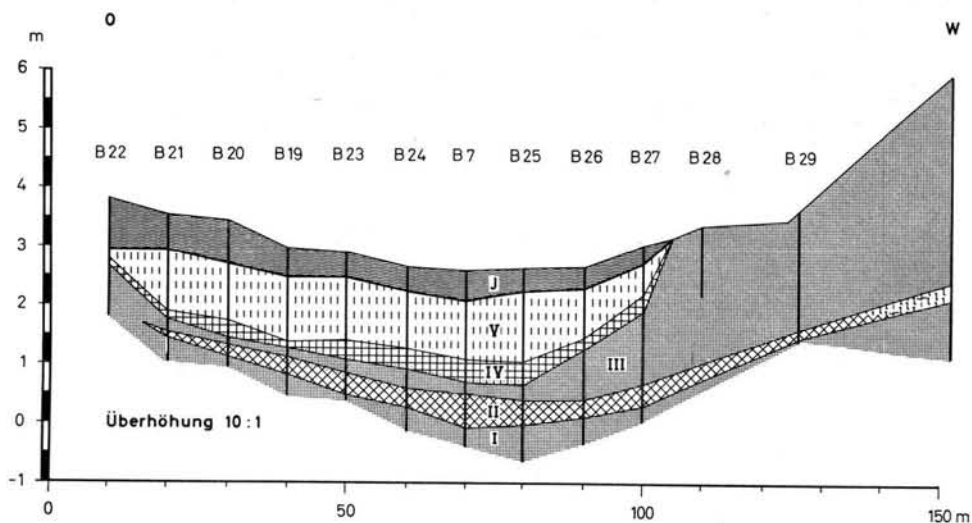


Abb. 6. Querschnitt durch den spätglazialen See in Westrhuderfehde. Die römischen Zahlen geben die walddeschichtlichen Abschnitte an, die B-Nummern die Bohrungen (feines Punktraster = Flugsand, J = junger, sekundär aufgebracht *Sphagnum*-Torf; für die übrigen Zeichen vgl. Abb. 4).

viel *Menyanthes*-Samen und *Carex*-Früchten; der Torf hat eine Mächtigkeit bis 31 cm. Unter diesem Allerödortf liegt mindestens 1 m älterer Flugsand, über ihm 3,50 m jüngerer Flugsand. Dieser ist in seiner ganzen Mächtigkeit während der jüngeren Tundrenzeit aufgeweht, denn auf seiner Oberfläche wurden zahlreiche Feuersteinabschläge und einige Mikrolithen gefunden, die sicher mesolithisch sind (nach freundlicher Mitteilung von Dr. P. SCHMID, Wilhelmshaven). WILDEVANG (1935) zeigte, daß es neben den älteren Flugsanddecken in Ostfriesland auch im Subboreal stellenweise noch zu stärkeren Flugsandverwehungen kam. Die Datierung der Oberfläche in Westrhuderfehde erweist, daß wir es hier nur mit spätglazialen Verwehungen zu tun haben.

Als im Präboreal der See wieder Wasser führte, besaß er etwa die gleiche Größe wie im Alleröd, hatte sich jedoch durch Zuwehung im Westen und Ausdehnung nach Osten um mindestens 25 m parallel zu seiner Längsachse nach Osten hin verlagert. Die vorherrschende Windrichtung während der jüngeren Tundrenzeit war in diesem Gebiet demnach West.

G. Literaturverzeichnis

- ALETSEE, L.: Zur Geschichte der Moore und Wälder des nördlichen Holsteins. Nova Acta Leopold. **21**, Nr. 139, 51 S., Leipzig 1959.
- ANDERSEN, S. Th.: Vegetation and its Environment in Denmark in the Early Weichselian Glacial (Last Glacial). Danmarks Geol. Unders. (II) **75**, 1-175, Kopenhagen 1961.
- BEHRE, K.-E.: Pollen- und diatomeenanalytische Untersuchungen an leztinterglazialen Kieselgurlagern der Lüneburger Heide. Flora **152**, 325-370, Jena 1962.
- BERTSCH, A.: Untersuchungen zur spätglazialen Vegetationsgeschichte Südwestdeutschlands. Flora **151**, 243-280, Jena 1961.
- BEUG, H.-J.: Untersuchungen zur spätglazialen und frühpostglazialen Floren- und Vegetationsgeschichte einiger Mittelgebirge (Fichtelgebirge, Harz und Rhön). Flora **145**, 167-211, Jena 1957. - - Leitfaden der Pollenbestimmung. Lieferung 1, Stuttgart 1961. - - Untersuchungen zur spät- und postglazialen Vegetationsgeschichte im Gardaseegebiet unter besonderer Berücksichtigung der mediterranen Arten. Flora **154**, 401-444, Jena 1964.

- CASPARIE, W. A., & ZEIST, W. VAN: A late-glacial Lake Deposit near Waskemeer (Prov. of Friesland). *Acta Botanica Neerl.* **9**, 191-196, 1960.
- FAEGRI, K., & IVERSEN, J.: *Textbook of Pollen Analysis*. Kopenhagen 1964.
- FIRBAS, Fr.: Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen. **1**, Jena 1949.
- GODWIN, H.: *The History of the British Flora*. Cambridge 1956.
- GROHNE, U.: Zur Entwicklungsgeschichte des ostfriesischen Küstengebietes auf Grund botanischer Untersuchungen. *Probl. d. Küstenforsch.* **6**, 1-48, Hildesheim 1957.
- HAMMEN, Th. VAN DER: Late-Glacial Flora and Periglacial Phenomena in the Netherlands. *Leidse Geol. Meded.* **17**, 71-184, Leiden 1951.
- IVERSEN, J.: *Viscum, Hedera and Ilex as Climate Indicators*. *Geol. Fören. Förh.* **66**, 463-483, Stockholm 1944. - - *The Late-Glacial Flora of Denmark and its Relation to Climate and Soil*. *Danmarks Geol. Unders. (II)* **80**, 87-119, Kopenhagen 1954.
- JÖRGENSEN, S.: Early Postglacial in Aamosen. I + II. *Danmarks Geol. Unders. (II)* **87**, 79 + 36 S., Kopenhagen 1963.
- KROG, H.: Pollen Analytical Investigation of a C¹⁴-dated Alleröd Section from Ruds Vedby. *Danmarks Geol. Unders. (II)* **80**, 120-139, Kopenhagen 1954.
- KUBITZKI, K.: Zur Synchronisierung der nordwesteuropäischen Pollendiagramme. *Flora* **150**, 43-72, Jena 1961.
- LANG, G.: Die spät- und frühpostglaziale Vegetationsentwicklung im Umkreis der Alpen. *Eiszeitalter u. Gegenwart* **12**, 9-17, Öhringen 1962.
- NILSSON, T.: Versuch einer Anknüpfung der postglazialen Entwicklung des nordwestdeutschen und niederländischen Flachlandes an die pollenfloristische Zonengliederung Südkandinavien. *Medd. Lunds Geol.-Miner. Inst. Nr.* **112**, 1-79, Lund 1948.
- OVERBECK, Fr.: Ein spätglaziales Profil von Huxfeld bei Bremen. *Planta* **37**, 376-398, 1949. - - *Die Moore Niedersachsens. Geologie und Lagerstätten Niedersachsens*, **3**. *Nieders. Amt f. Landesplanung u. Statistik, Veröff. Reihe A 1*, **3**, 4. Abt., Bremen 1950.
- POLAK, B.: Palynology of the "Uddeler Meer". *Acta Botanica Neerl.* **9**, 547-571, 1959.
- SCHMITZ, H.: Die Waldgeschichte Ostholsteins und der zeitliche Verlauf der postglazialen Transgression an der holsteinischen Ostseeküste. *Ber. dt. Bot. Ges.* **64**, 151-166, 1953.
- SCHNEEKLOTH, H.: *Das Hohe Moor bei Scheeßel (Kr. Rotenburg/Hann.)*. *Beih. geol. Jb.* **55**, 1-104, Hannover 1963.
- SCHÜTRUMPF, R.: Die pollenanalytische Untersuchung der Rentierjägerfundstätte Stellmoor in Holstein. In: A. RUST, *Die alt- und mittelsteinzeitlichen Funde von Stellmoor*, 6-45, Neumünster 1943.
- STEINBERG, K.: Zur spät- und nacheiszeitlichen Vegetationsgeschichte des Untereichsfelds. *Hercynia* **3**, 529-587, 1944.
- WAGENITZ, G.: *Pollenmorphologie der mitteleuropäischen Valerianaceen*. *Flora* **143**, 473-485, Jena 1956.
- WELTEN, M.: *Die spätglaziale und postglaziale Vegetationsentwicklung der Berner-Alpen und -Voralpen und des Walliser Haupttales*. *Veröff. geobot. Inst. Rübel Zürich* **34**, 150-158, Bern 1958.
- WILDEVANG, D.: Über Flugsande der ostfriesischen Geest. *Abh. Naturw. Ver. Bremen* **29**, 292-307, Bremen 1935. - - *Die Geologie Ostfrieslands*. *Abh. preuß. geol. L. A., N. F. H.* **181**, 211 S., Berlin 1938.
- WOLDSTEDT, P.: *Das Eiszeitalter, Grundlinien einer Geologie des Quartärs*. **1**. 3. Aufl., Stuttgart 1961.
- ZEIST, W. VAN: Pollen analytical Investigations in the Northern Netherlands. *Acta Botanica Neerl.* **4**, 1-81, 1955.
- ZOLLER, H.: *Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetationsgeschichte der insubrischen Schweiz*. *Denkschr. Schweiz. Naturf. Ges.* **83**, Abh. 2, 45-156, Zürich 1960.

Manusk. eingeg. 23. 12. 1965.

Anschrift des Verf.: Dr. Karl-Ernst Behre, Niedersächsisches Landesinstitut für Marschen- und Wurtenforschung, 294 Wilhelmshaven, Viktoriastraße 26/28.

Zwei neue C¹⁴-Datierungen isländischer Vulkanausbrüche

Von KRISTJAN SAEMUNDSSON, Reykjavik-Köln

Mit 1 Abbildung

Zusammenfassung. Durch C¹⁴-Datierungen von lava-überdecktem Torf konnte das Alter von zwei west-isländischen Vulkanausbrüchen bestimmt werden. Hallmundarhraun (mit der Lavahöhle Surtshellir und den Wasserfällen Hraunfossar) ist ca. 1190 Jahre, Sydri-Raudamelskúla ca. 2615 Jahre alt.

Summary. Two volcanic eruptions in Western Iceland could be dated by means of C¹⁴. Hallmundarhraun (with the lava cave Surtshellir and the waterfalls Hraunfossar) has an age of 1190 years B. P., Sydri-Raudamelskúla 2615 years.

Zu den postglazialen, aber „prähistorischen“ Vulkanausbrüchen Islands, die mit C¹⁴ datiert werden konnten, treten nunmehr zwei neue Vorkommen im Westen der Insel. An beiden Stellen wurden Moore von den Eruptionsprodukten überdeckt, und die Proben wurden aus dem Torf entnommen. Die Altersbestimmungen führte wie schon in einigen früheren Fällen durch Vermittlung von Prof. M. SCHWARZBACH das C¹⁴ Laboratorium des II. Physikalischen Instituts der Universität Heidelberg durch. Für die Analysen möchte ich auch hier dem Leiter des C¹⁴ Labors, Dr. K. O. MÜNNICH, sowie Phys.-Ing. D. BERDAU herzlich danken.

1. **Hallmundarhraun** ist ein Lavafeld von ca. 200 km² Größe, das seinen Ursprung am NW-Rande des Langjökull hat und sich über 50 km weit nach Westen bis in das Tal der Hvítá erstreckt. Dieses Lavafeld stammt von wenigstens drei, verhältnismäßig weit auseinander liegenden Kratern. Der südlichste liegt offenbar unter der großen, zum Jökulrókur hinunterfließenden Gletscherzunge begraben. Ca. 12 km nordnord-östlich befindet sich der nördlichste Krater an der SW-Ecke der Steilstufe von Jökulstallar. Eine Kraterreihe im üblichen Sinne liegt hier nicht vor. Hallmundarhraun setzt sich dementsprechend aus drei, möglicherweise verschiedenalten Laven zusammen, von denen die nördlichste (und jüngste) die größte Verbreitung hat. Die Datierung bezieht sich auf die

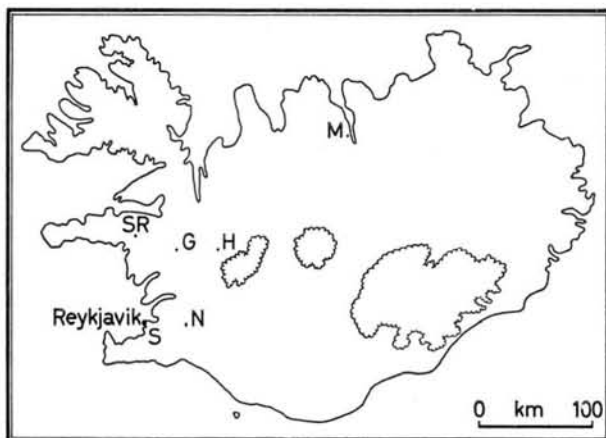


Abb. 1. Die C¹⁴-Datierungen isländischer Proben, die auf Veranlassung des Geologischen Instituts Köln durch das II. Physikalische Institut Heidelberg durchgeführt wurden. G = Grábrók (MÜNNICH & SCHWARZBACH 1956); H = Hallmundarhraun (1966); M = Moldhaugar (Th. EINARSSON 1961); N = Nesjarhraun (K. SAEMUNDSSON 1962); S = Seltjörn (Th. EINARSSON 1961), SR = Sydri Raudamelskúla (1966).

jüngste Lava mit den in Island berühmten Höhlen Surtshellir, Stefánshellir und Vidgelmir. An ihrem unteren Ende entspringen die zur Hvitá hinabstürzenden, malerischen Wasserfälle der Hraunfossar. Hallmundarhraun ist jünger als das Lavafeld Geitlandshraun, dessen jüngere Lava (dort liegen zwei verschieden alte Laven vor) von einem Krater südlich Hafrafell stammt.

Probe H 2453—1857 wurde entnommen am 26. 8. 1965. Am Fluß Nordlingafjót nördlich von Surtshellir ist unter 3 m Basalt-Lava 20—40 cm Torf aufgeschlossen; darunter folgt Lehm. Über die Hälfte des Torfes liegt unter dem Flußspiegel; die Probe stammt aus der höchsten Lage direkt am Kontakt mit der Lava.

C¹⁴-Alter: 1190 ± 100 B. P. (760 ± 100 n. Chr.)

2. Sydri-Raudamelskúla in Hnappadalur, West-Island, ist ein 100 m hoher, aus roten Schlacken, Lapilli und Bomben aufgebauter Vulkankegel, der nahe dem Ost-Ende einer 3 km langen Kraterreihe sitzt. Als Gegenstück befindet sich die ebenso hohe Ytri Raudamelskúla am West-Ende dieser Kraterreihe. Die beiden Raudamelskúlar haben flächenmäßig kleine, aber ungewöhnlich dicke, zähflüssige Lavaströme hervorgebracht. Zwischen diesen beiden großen Kegeln, sowie östlich der Sydri Raudamelskúla, befinden sich einige unbedeutende niedrige Kegel und Kraterchen, von denen ebenfalls kleine Lavaströme ausgehen. In dem Berghang unmittelbar westlich der Kraterreihe verläuft in ihrer Fortsetzung eine tektonische, postglaziale Verwerfung mit abgesenktem Nord-Flügel. Aller Wahrscheinlichkeit nach handelt es sich bei dieser Kraterreihe um zeitlich gesehen nur einen Ausbruch.

In Hnappadalur befinden sich im Zuge einer WNW-ESE-streichenden Bruchzone, die von Sídufjall in Borgarfjörður bis Helgafellssveit auf Snaefellsnes zieht und zahlreiche jungpleistozäne und postglaziale Vulkane aufweist, einige andere postglaziale Eruptionsstellen. Von diesen ist Gullborg mit dem Gullborgarhraun älter als der Ausbruch von Raudamelskúlar, Raudhálsar mit dem Raudhálsahraun dagegen jünger, was sich eindeutig aus der Verbreitung der Aschen von Raudamelskúlar ergibt.

Probe H 2454—1855 wurde entnommen am 28. 8. 1965. Der Vulkan Sydri Raudamelskúla hat mit seinen Schlacken Torfe überschüttet, die am SW-Rand früher von den Bauern abgebaut wurden. Am Entnahmeort lagen 1,20 m basaltische Schlacken über wenigstens 1 m Torf. Die Probe stammt aus der Schicht direkt unter den Schlacken.

C¹⁴-Alter: 2615 ± 100 B.P. (665 ± 100 v. Chr.).

Manusk. eingeg. 25. 3. 1966

Anschrift des Verf.: Dipl.-Geol. Kristjan Saemundsson, Reykjavik (Island), State Electricity Authority Laugavegi 116, z. Zt. 5 Köln (Deutschland), Zülpicher Straße 49, Geol. Institut.

Der Löß in Bulgarien

VON EM. FOTAKIEWA und M. MINKOV (Sofia)

Mit 3 Abbildungen und 1 Tabelle

Zusammenfassung. Der Löß in Bulgarien nimmt eine Fläche von 9800 km² ein und ist ausschließlich in den Donaurandgebieten verbreitet. Er überdeckt mantelartig das ältere Relief — die pliozänen Denudations- und Sedimentationsoberflächen und pleistozänen Flußterrassen. Auf den Hochebenen liegt er auf Kreide-, Tertiär- und altpleistozänen Ablagerungen, von denen er durch eine aus rotbraunem, terrarossa-ähnlichem Lehm bestehende Verwitterungskruste getrennt ist. Auf den Terrassen liegt er auf altersunterschiedlichen Alluvialsedimenten.

Die Mächtigkeit der Lößformation hängt von der Entfernung von der Donau und dem Alter des geomorphologischen Elementes, dem es aufliegt, ab. Auf den in unmittelbarer Nähe der Donau liegenden Hochebenen beträgt diese Mächtigkeit zwischen 50 und 60 m (in Lößrücken bis zu 102 m). Ungefähr 10 km südlich des Donauufers fällt diese Mächtigkeit schroff auf 25—30 m ab und erreicht in den südlichen Randgebieten kaum 4—5 m.

Mit der Entfernung von der Donau verändert sich auch die lithofaziale Zusammensetzung, wobei die einzelnen lithofazialen Varietäten territorial als schmale, unter sich und zur Donau parallel verlaufende Streifen in folgender Reihenfolge auftreten: lößartiger Sand, sandiger Löß, typischer Löß, lehmiger Löß und lößartiger Lehm.

Als Grundlage der Lößstratigraphie dienen die Fossilböden, die in bezug auf Zahl, Typ und räumliche Verbreitung hohe Beständigkeit aufweisen. Die Zahl der Lößhorizonte hängt vom Alter des Reliefelements, auf das sich der Lößkomplex abgelagert, wie auch von den Erhaltungsbedingungen der primären Akkumulation ab. Auf den vorquartären und unterpleistozänen Reliefformen besteht der Lößkomplex aus sechs Lößhorizonten, die von fünf Fossilböden getrennt sind. Auf der 20—35-m-Terrasse (Riß/Würm I) finden sich drei Lößhorizonte, die durch zwei Fossilböden getrennt sind, auf der 12—15-m-Terrasse (Würm II) ein Lößhorizont.

Auf Grund der paläopedologischen, paläontologischen und vorgeschichtlichen Daten und des Prinzips der stratigraphischen Analogie nehmen wir an, daß der erste Lößhorizont während des Mindel I, der zweite im Mindel II, der dritte zur Rißzeit (I u. II) der vierte im Würm I, der fünfte im Würm II, der sechste im Würm III abgelagert worden sind, wobei der zweite und der dritte der Fossilböden interglaziale und die übrigen interstadiale Böden darstellen.

Die bisher durchgeführten Untersuchungen begründen die Annahme, daß der Löß in Bulgarien äolischen Ursprungs ist und aus den Überschwemmungsgebieten der Donau ausgeweht wurde.

Summary. The loess in Bulgaria takes up an area of 9,800 km² and is distributed exclusively in the section along the Danube.

The loess forms a mantle over the pre-loessian relief surface forms — Pliocene denudation and sedimentation surfaces and Pleistocene river terraces. Loess formations overlie the Cretaceous, Tertiary and old Pleistocene deposits on the plateaux from which they are separated by a red-brown terra rossa-like clay weathering crust. On the terraces the loess overlies alluvial sediments of various ages, greater than its own age.

The thickness of the loess formation depends on the distance from the Danube river and the age of the geomorphologic element which it overlies. On the plateaux in immediate proximity to the Danube river this thickness varies within the range of 50 and 60 m, loess walls reaching 102 m. The thickness drops to 25—30 m about 10 km south of the Danube, whereas in the southern peripheral parts it hardly reaches 4—5 m.

The lithofacial composition of the loess formation changes with recedance from the Danube, the individual faciel differences being territorially manifested as narrow strips parallel to each other and to the Danube in the following order: loessial sand, sandy loess, typical loess, clayey loess and loessial clay.

Loess stratigraphy is based on fossil soils, showing great stability with respect to number, type and territorial distribution. The number of loess horizons depends on the age of the relief element overlain by the loess complex and on the conditions favouring the preservation of the primary accumulation.

The loess complex, overlying pre-Quaternary and Lower-Pleistocene forms of the relief, consists of 6 loess horizons, separated by 5 fossil soils; on the terrace of a relative height of 25—35 m (Riß/Würm I) it consists of three loess horizons, separated by two fossil soils and on the terrace of a relative height of 12—15 m (Würm II) — by one loess horizon.

On the basis of the available paleopedologic, paleontologic and pre-historic data and the principle of stratigraphic analogy we assume that the first loess horizon is deposited during Mindel I, the second-during Mindel II, the third-during Riss (I and II), the fourth-during Würm I, the fifth-during Würm II, the sixth-during Würm III, the second and third fossil soils being interglacial and the rest-interstadial.

The studies conducted so far provide grounds to assume that the loess in Bulgaria is of eolian origin and terrigenous source — the overflowing of the Danube river.

Verbreitung

Der Löss und die lössartigen Sedimente in Bulgarien nehmen eine Fläche von 9 800 km² ein, was rund $\frac{1}{11}$ vom Landesterritorium ausmacht (10). Sie sind ausschließlich in Nordbulgarien, und zwar in seinen Donau-Randgebieten, verbreitet (Abb. 1).

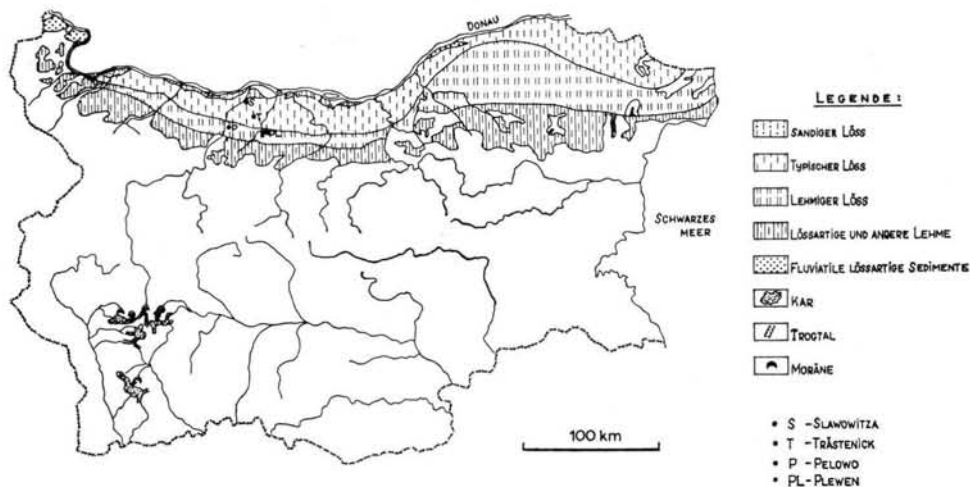


Abb. 1. Karte des Lösses und des Glazialreliefs in Bulgarien. Nach M. MINKOV, K. STOILOV und E. FOTAKIEWA.

Orographie, geologische Struktur und Geomorphologie des vom Löss eingenommenen Gebietes

Die vom Löss eingenommene Fläche liegt gänzlich im morphotektonischen Gebiet, das unter dem Namen hügelige Donauebene bekannt ist. Letztere erstreckt sich nördlich des Stara-Planina-Vorgebirges, wo sich die letzten nördlichen Faltungen des Balkanidsystems verlieren. Sie besteht aus flachgelagerten und leichtgewellten mesozoischen, östlich vom Paläogen und Miozän und westlich vom Pliozän überdeckten Schichten. Die morphostrukturelle Entwicklung dieses Gebietes im Neogän war in den einzelnen Teilen nicht gleich. Westlich des Ogostafusses hat sich im Pliozän das Becken vom Lom gebildet, das den südwestlichen Teil der Niederdonau-Senke darstellt. Am Anfang des Neogäns entstand östlich des Jantraflusses die flache, von den Anhöhen von Popowo, Razgrad und Samuilowo umrissene Wölbung von Razgrad. Ihre Aufwölbung hat den starken Einschnitt der Flüsse bedingt, welche tiefe cañon-ähnliche Täler und vereinzelte Hochebenen bilden. Die morphologische Entwicklung der einzelnen Teile der Ebene weist auch im Quartär gewisse Unterschiede auf. Im westlichen Teil (westlich des Iskarflusses) dominieren während des Unterquartärs die Akkumulationsprozesse. Von dem sich zu Beginn des Quartärs erhebenden Stara-Planina-Gebirge wurde hier unter den bedeutend feuchteren Klimaverhältnissen schotterlehmiges Material als einheitliche Überdeckung abgelagert. Erst zur Zeit des Mittelpleistozäns schließt sich dieses Gebiet in die gesamte epirogene Erhebung des ganzen Niederdonau-Gebietes ein, und es bilden sich 5 Flußterrassen.

Charakteristisch für die hiesigen Flußtäler ist ihr asymmetrisches Querprofil — sanfte linke und steile rechte Hänge. Der Zentralteil der Ebene (zwischen den Flüssen Iskär und Jantra) wurde noch am Anfang des Quartärs von positiven Epirogenbewegungen erfaßt, und es bildeten sich 7 Flußterrassen. Das hydrographische Netz ist hier gut entwickelt. Die Täler sind breit und besitzen gut entwickelte Flußterrassen. Der asymmetrische Charakter nimmt in diesem Teil der Ebene allmählich ab und ist östlich des Witflusses nicht mehr ein kennzeichnendes Element ihrer Morphologie. Im östlichen Teil (östlich des Jantraflußtales) war die epirogene Hebung am stärksten, und die sich in die Kreidekalksteine einschneidenden Flüsse (Russenski Lom, Sucha Reka und Provadijska — im oberen Verlauf) bilden cañon-ähnliche Täler. Im östlichsten Teil des Ludogorie nimmt die Hebung der hügeligen Donauebene ab und geht allmählich in eine Senkung zum Küstenteil der Dobrudsha über (2, 7).

Orographisch wird die Donauebene durch ihr hügelig-ebenes Relief gekennzeichnet. Die mittlere Höhe über dem Meeresspiegel beträgt 176 m, während sich die maximale absolute Höhe auf 502 m beläuft. Von der Gesamtfläche der Ebene zählen 61% zum Höhengürtel von 0 bis 200 m und 39% zu demjenigen von 200 bis 500 m (7).

Das Klima ist kontinental, mit einer durchschnittlichen Jahrestemperatur von 11°, bei durchschnittlicher maximaler Monatstemperatur im Monat Juli von 23° und minimaler im Monat Januar von 2° und jährlichen Niederschlagsmengen von 500 bis 600 mm (7).

Unterlage

Der Löß überdeckt mantelartig die Erdoberflächenformen aus dem Vorlößrelief: sarmatisch-pontische Denudationsoberfläche, pliozäne Sedimentationsoberfläche, pliozäne Denudationsoberflächen, sowie pleistozäne Flußterrassen.

Die Meereshöhe, in der der Löß auftritt, schwankt vorwiegend von 0 m (Meeresspiegel bei Schabla) bis 245 m (die maximale Höhe der Lößbrücken bei Swistov), wobei im Ludogorie stellenweise Lößflecken in einer Höhe von 350 m vorkommen.

Die Unterlage der Lößformation besteht aus Ablagerungen der Unteren Kreide (Barrême und Apt), der Oberen Kreide, Sarmat, Pliozän und Altpleistozän.

Auf den Hochebenen liegt die Lößformation unmittelbar auf alten, geringmächtigen Quartärschottern oder auf vorquartären Sedimenten. In beiden Fällen ist jedoch die Lößformation von der Unterlage durch eine aus rotbraunem, terra-rossa-ähnlichem Lehm bestehende Verwitterungskruste getrennt, die infolge ihrer stratigraphischen Lage dem Pleistozän zugeordnet werden kann. Die Lößformation auf den Terrassen überdeckt die älteren altersverschiedenen Alluvialsedimente.

Mächtigkeit

Die Mächtigkeit der Lößformation hängt von der Entfernung von der Donau und dem Alter des geomorphologischen Elements, dem es aufliegt, ab. Die Entfaltung der primären Akkumulation ist nur auf den weiträumigeren Teilen der Sedimentations- oder Denudationsoberflächen sowie auf den breiten Terrassenniveaus erhalten geblieben, wo die Denudations- und vor allem die Erosionsprozesse während der Unterbrechungen der Lößanwehungen und nachher (in der Zeit des Holozäns) am schwächsten waren.

Die Mächtigkeit der Lößformation, unabhängig von der Erdoberflächenform, der sie aufliegt, ist entlang der Donau am größten und nimmt nach Süden zu allmählich ab. Am kennzeichnendsten in dieser Hinsicht sind die zwischen den nordbulgarischen Nebenflüssen der Donau eingeschlossenen Hochebenen. Überall auf dem nordwestlichen Winkel dieser Hochflächen sind hohe Lößbrücken ausgebildet, die parallel zur Donau liegen, aber manchmal auch südlich-gerichtete, dem Nebenfluß parallel verlaufende, untergeordnete Ausläufer besitzen, wobei sie eine □-ähnliche Form erhalten. In den bestausgeprägten

Lößrücken bewegt sich die Lößmächtigkeit zwischen 60 und 102 m. Nur 8 bis 10 km südlich vom Donauufer fällt sie schroff auf 25—30 m ab. In den südlichen Randgebieten beträgt die Mächtigkeit kaum 4—5 m. Diese Gesetzmäßigkeit gilt nicht nur für den Komplex als Ganzes, sondern auch für die einzelnen Lößhorizonte, vor allem für die zwei jüngst abgelagerten, die die größte Mächtigkeit und die breiteste flächenmäßige Verbreitung aufweisen. Mit dem Näherkommen an die Donau nimmt die Mächtigkeit des Lösses auf den Flußterrassen die nordbulgarischen Flüsse entlang ebenfalls zu. Darauf ist die Zunahme ihrer relativen Höhe in nördlicher Richtung hin zurückzuführen (4, 2).

Stratifikation und Stratigraphie

G. GUNTSCHEW — Autor des ersten umfangreichen Werkes über den Löß in Bulgarien (4) — verzeichnet das Vorhandensein dreier altersverschiedener Lößhorizonte, die durch zwei Fossilböden voneinander getrennt sind. Er bezeichnet sie als Jung-, Mittel- und Altlöß und ist der Ansicht, daß der Junglöß in der zweiten Phase, der Mittellöß in der ersten Phase der Würm-Eiszeit, während der Altlöß in der Riß-Eiszeit abgelagert worden ist. Er bezweifelt das Vorhandensein eines vierten Lösses. D. JARANOV (8, 9, 10) bestimmt den Löß in Bulgarien als zur Würm-Eiszeit gehörend. Er nimmt an, daß in Bulgarien zwei Lösses vorliegen, von denen der ältere in der Würm-Eiszeit I und der jüngere in der Würm-Eiszeit II abgelagert worden ist; darunter verzeichnet er nur das Vorhandensein roter Grundlehme, die er als ein Ergebnis der Verwitterung geringmächtiger Lößüberdeckungen aus der Quartär-Anfangszeit hält. Auf Grund seiner Untersuchungen im Jahre 1960 stellte M. MINKOV (12) in der Gegend von Lom das Vorhandensein von 5 Lößhorizonten fest, wobei er gleichzeitig verzeichnet, daß in der Gegend von Russe und Silistra 6 Lößhorizonte vorhanden sind. Im Zusammenhang mit dem in den letzten Jahren entfalteten Ausbau des Meliorationswesens wurden systematisch eingehende und zielgerichtete Untersuchungen des Lößkomplexes angestellt, die reichliches Licht auf die Stratifikation der Lößformation in Bulgarien geworfen haben.

Als Grundlage der Lößstratigraphie in Nordbulgarien dienen die Fossilböden, die in Bezug auf ihre Zahl, ihren Typ und ihre räumliche Verbreitung hohe Beständigkeit aufweisen. Die Zahl der Lößhorizonte hängt vom Alter des Reliefelements (Abb. 2) ab, auf das sich der Lößkomplex abgelagert hat, wie auch von den das Erhalten der primären Akkumulation begünstigenden Bedingungen. Auf den besterhaltenen Teilen der älteren Reliefformen (vorquartäre und unterpleistozäne) wird ein volles Profil des Lößkomplexes beobachtet. Auf diesen Reliefformen stellt man 6 Lößhorizonte ($L_1 \dots L_6$) fest, von denen ein jeder oberflächlich bodentragend ($FB_1 \dots FB_6$) ist. Nahe der Donau ist der dritte Fossilboden FB_3 geteilt, d. h. unmittelbar übereinander sind zwei selbständige Profile (FB_{3a} und FB_{3b}) ausgebildet, was für eine vorübergehende Lössanwehung in diesem Gebiet zur Zeit der dritten Fossilbodenformierung (FB_3) spricht. Eine ähnliche Teilung wird stellenweise auch im fünften Fossilboden (FB_5) beobachtet.

Auf der Terrasse mit relativer Höhe von 22—35 m, die sich, wie man annimmt, vor Antritt der Würm-Eiszeit gebildet hat, sind drei (durch zwei Fossilböden getrennte) Lößhorizonte abgelagert (L_4 , L_5 und L_6), während auf der Terrasse mit einer Relativhöhe von 12—15 m, die wahrscheinlich vom Würm II datiert, sich ein Lößhorizont angelagert hat, auf dem der heutige Boden ausgebildet ist. Die mächtigsten Lößhorizonte sind der dritte (L_3), fünfte (L_5) und sechste (L_6), während die übrigen (L_1 , L_2 u. L_4) von geringerer Mächtigkeit und durch die bodenbildenden Prozesse stark verändert sind. Den zweiten (FB_2), dritten (FB_{3a}) und vierten (FB_4) Fossilböden stellen Waldböden dar, von denen der zweite (FB_2) die größte Differenziertheit in der mechanischen Zusammensetzung aufweist, während die übrigen Tschernoseme sind.

Ogleich die Schichtenfolge der Löß-Serien in Bulgarien gut geklärt ist, steht die Frage nach der stratigraphischen Eingliederung noch offen. Paläontologische und vorge-

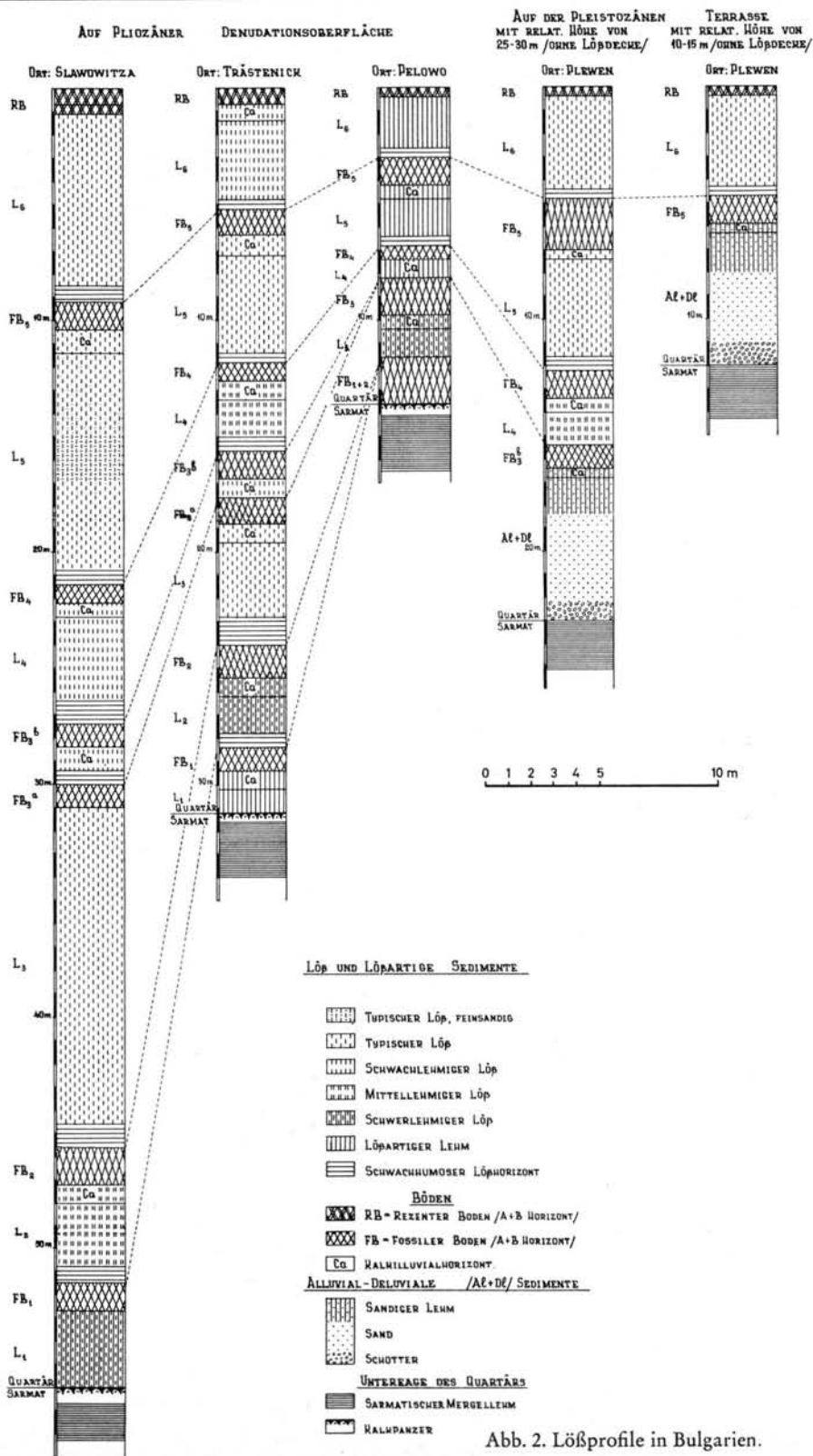


Abb. 2. Lößprofile in Bulgarien.

schichtliche Daten, wie die Funde an *Elephas primigenius* BLUM. und *Rhinoceros tichorhinus*, wie auch Funde an vorgeschichtlichen steinernen Werkzeugen, berechtigen, das Alter der oberen zwei Lößhorizonte (L_5 und L_6) als zum Würm gehörend zu bestimmen. Zur Datierung der übrigen Horizonte verfügen wir jedoch zur Zeit über keine Anhaltspunkte. In der xerothermen Gastropodenfauna, an der der Löß überreich ist, liegen keine Leitfossilien vor, weshalb sie zu diesem Zwecke nicht benützt werden kann.

Auf Grund der vorliegenden Daten (paläopedologische, paläontologische und vorge-schichtliche) und des Prinzips der stratigraphischen Analogie wird vorerst angenommen, daß der erste Lößhorizont (L_1) während des Mindel I, der zweite (L_2) im Mindel II, der dritte (L_3) zur Riß-Eiszeit (I+II), der vierte (L_4) im Würm I, der fünfte (L_5) im Würm II, der sechste (L_6) im Würm III abgelagert worden sind, wobei der zweite (FB_2) und der dritte (FB_3a) der Fossilböden interglaziale und die übrigen interstadiale Böden darstellen.

Korngrößenzusammensetzung und fazielle Veränderungen

Kennzeichnend für die Lößzusammensetzung und Bestimmung der Gesetzmäßigkeiten in seinen räumlichen Veränderungen ist das Verhältnis zwischen den wichtigsten drei Fraktionen und zwar der Sand - (D_1 ; 0,1—0,05 mm), Staub - (D_2 ; 0,05—0,005 mm) und Tonfraktion (D_3 ; <0,005 mm). Die granulometrische Zusammensetzung wurde nach dem aräometrischen Verfahren durch mechanische Bearbeitung und Sieden der Proben mit 25%iger Ammoniaklösung im Laufe einer Stunde bestimmt.

Diese Verhältnisse sind im auf Grund analytischer Daten aus hunderten Proben zusammengestellten Dreieckdiagramm (Abb. 3) wiedergegeben. Aus demselben können zwei wichtige Schlußfolgerungen gezogen werden. 1) Die subaquatischen (alluvialen und deluvialen) lößartigen Sedimente (Gruppe VI auf Abb. 3) besitzen eigene charakteristische, sich völlig von den subaerischen unterscheidende granulometrische Linien. 2) Letztere

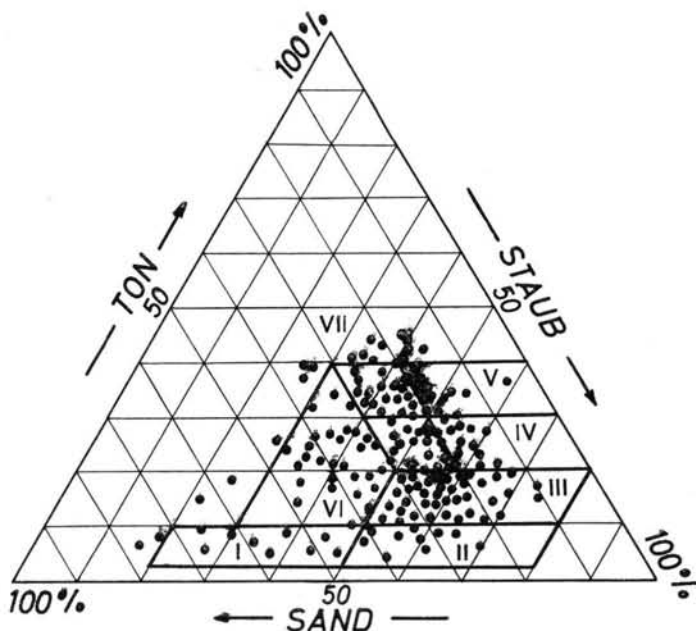


Abb. 3. Granulometrische Zusammensetzung bulgarischer Löss. I = lößartiger Sand, II = sandiger Löß, III = typischer Löß, IV = alluviale und deluviale lößähnliche Sedimente, VII = sandige und andere Lehme.

zeigen eine allmähliche Veränderung in der Zusammensetzung von Sand- über Staub- über Tonarten, was vom Vorhandensein fazieller Veränderungen in der Lößformation spricht. Letztere kommen zur Zeit in Bulgarien durch die Klassifikation der Tab. 1 zum Ausdruck.

Tabelle 1

Gruppe	Lößgesteine					
Untergruppe	Lößartige			Löß		
Genesis	alluvial-deluviale u. a.	äolische lößartige Gesteine				
Varietät		lößartiger Lehm	lößartiger Sand	sandiger Löß	typischer Löß	lehmiger Löß
Grenzwerte d. Fraktionen in %						
Sand 0,25-0,05 mm	30—60	<30	40—77	10—47	<40	<30
Staub 0,05-0,005 mm	30—50	>30	20—30	50—80	50—80	>40
Ton <0,005 mm	10—40	30—40	3—10	3—10	10—20	20—30

Die erste grundlegende Gesetzmäßigkeit in der Veränderung der granulometrischen Zusammensetzung der Lößformation in Bulgarien ist die allmähliche Zunahme der Tonmenge und die Veränderung des Verhältnisses zwischen den einzelnen Fraktionen mit zunehmender Entfernung von der Donau. Das bestimmt die für den Niederdonau-Löß charakteristische Verlehmung mit zunehmender Entfernung vom terrigenen Ursprung (Donau) und den allmählichen Übergang der Lößfraktion in lößartigen Lehm. Die Entfernungen, in denen diese Veränderungen auftreten, sind jedoch nicht überall gleich. Im westlichen Teil der Ebene ändert sich das Verhältnis zwischen den Fraktionen in schmalen Streifen, die sich in folgender Reihenfolge anordnen lassen. Am Ufer ist sandiger Löß abgelagert, der nach nur 2—3 km in Staublöß und nach 8—10 km in lehmigen Löß übergeht, um sich nach einer Entfernung von 16—20 km zu verjüngen und in lößartigen Lehm zu verwandeln. Östlich — im Zentralteil der Ebene — sind im Zusammenhang mit der Verbreitung des Lößgebietes die Übergänge fließender und treten in größeren Entfernungen auf. Im Gebiet von Russe wird das Übergangsbereich schmaler, die Übergänge behalten jedoch ihren allmählichen Charakter bei, der in den großen Lößflächen der Dobrudsha am besten zum Ausdruck kommt (14).¹⁾

Infolge dieser Gesetzmäßigkeit in der Veränderung der lithofaziellen Zusammensetzung der Lößformation in Richtung Nord-Süd ordnen sich die Varietäten territorial als schmale, unter sich und der Donau parallel verlaufende Streifen in folgender Reihenfolge an: lößartiger Sand, sandiger Löß, typischer Löß, lehmiger Löß und lößartiger Lehm.

1) Der Unterschied in der „Geschwindigkeit“ der Veränderungen kommt durch den mathematischen Ausdruck der mengenmäßigen Zunahme der Tonfraktion (D_3) in Abhängigkeit von der Entfernung (1) von der Donau zutage. Im westlichen Teil, bis zum Iskarfluß, hat diese Abhängigkeit $D_3 = (1)$ logarithmischen Charakter der Art $y = a \lg x + b$, östlich hingegen linearen der Art $y = ax + b$.

Die zweite wichtige Gesetzmäßigkeit in der Veränderung der granulometrischen Zusammensetzung des Lösses auf dem Territorium von Bulgarien ist die allmähliche Zunahme des tonigen und Abnahme des sandigen Inhalts in west-östlicher Richtung. Eine gewisse Abweichung davon wird im Gebiet von Silistra und in südöstlicher Richtung nach Kranewo und Telerig beobachtet, wo das Vorhandensein von Staublöß ($D_2 > 60\%$) den Übergang in ein neues Akkumulationsgebiet mit anderer Transportrichtung kennzeichnet.

Gewissen Veränderungen in bezug auf ihre Zusammensetzung unterliegt die Lößformation auch nach der Tiefe zu. Diese Veränderungen stehen in engem Zusammenhang mit der Stratifikation des Lößkomplexes und sind komplizierten Charakters, da sie von Gründen verschiedener Natur und Zeitdauer verursacht worden sind.

Die erste Gesetzmäßigkeit kommt hier in der sinusoidalen Veränderung der durchschnittlichen Korngröße in den einzelnen Lößhorizonten zum Ausdruck, wobei die Menge der gröber granulierten Fraktionen nach der Horizontmitte zu am größten ist. Diese Zusammensetzungs- und gleichzeitig auch Struktursymmetrie ist für die Veränderungen in den Sedimentationsverhältnissen im Verlauf einer Lößablagerung kennzeichnend, wobei die Zunahme der durchschnittlichen Korngröße nach der Horizontmitte zu — bei völliger Abwesenheit phytogener Makroporen — für eine maximale Klimaridität spricht, die für ein völliges Unterbrechen des Pflanzenwuchses in der Mitte der Glazialperiode kennzeichnend ist. Dabei ist der Inhalt der tonigen Fraktion in den Fossilböden am größten, bei denen die Menge dieser Fraktionen von 5 bis 15% größer ist als diejenige des Lößhorizontes, auf der der Boden ausgebildet ist.

Die vergleichende Gegenüberstellung der granulometrischen Zusammensetzung des Lösses der einzelnen Lößbildungsstadien zeigt, daß die grobkörnigste (staub-sandige) Feinerde während des dritten (L_3) und fünften (L_5) lößbildenden Stadiums abgelagert worden ist. Die übrigen Lößhorizonte (L_1 , L_2 , L_4 und L_6) sind bei geringer Transportkraft und größerem Materialdefizit im Deflationsgebiet abgelagert. Dabei ist der L_5 immer staub-sandiger als der L_6 , besitzt ein weiteres Verbreitungsareal, und die Übergänge von einer Varietät zur anderen finden auf größeren Horizontalentfernungen statt.

Ursprung des Lösses

Der erste Forscher des Lösses in Bulgarien, G. GUNTSCHEV (4), vertritt noch im Jahre 1935 die Ansicht, daß der Löß in Bulgarien äolischen Ursprungs ist und nimmt an, daß der Lößstaub vom periglazialen Gebiet des nordeuropäischen Gletschers her zur Zeit der quartären Vereisungen angeweht worden ist. Diese Ansicht ist auch von P. BOJKOV (1) und D. JARANOV (8, 9) übernommen worden. Einige Jahre später (1939) wurde vom Botaniker B. STEFANOV (16, 17) die Meinung lanciert, daß der Löß in Süßgewässern abgelagert worden sei, und daß die Lößablagerung eine Fortsetzung des pliozänen Sedimentationszyklus darstelle. Dieser Auffassung schloß sich niemand an, und bis zum Jahre 1949 herrscht in den Kreisen der bulgarischen Spezialisten — J. GALABOV (5, 6), K. KRÄSTEV (11) u. a. — völlige Einstimmigkeit über die Frage des Lößursprungs, nämlich daß er ein Ergebnis äolischer Tätigkeit ist. Im Jahre 1949 veröffentlichte I. P. GERASSIMOV die Studie „Geomorphologische Beobachtungen in Bulgarien“ (3), wo er auf Grund seiner Wahrnehmungen, daß „der typische Löß in Nordbulgarien eine beschränkte Verbreitung und geringe Mächtigkeit (nicht mehr als 15—20 m) aufweist“ und daß „in ihm streng stratigraphische, durch überdeckte Böden getrennte Horizonte fehlen“, die Ansicht vertritt, daß „der Löß und die lößartigen Ablagerungen in Nordbulgarien ein Ergebnis der neuesten, quartären Verwitterung von Ablagerungen unterschiedlichster Genesis — eluviale, alluviale u. a. — sind, die unter der Einwirkung der sialitisch-karbonatischen Verwitterung einen einheitlichen lithologischen Charakter erhalten haben“. Eine in bezug auf den äolischen Ursprung des Lösses in Bulgarien entgegengesetzte Meinung vertritt K. MISCHEV (15). Er nimmt an, daß derselbe ein Ergebnis der Wassersedimentation ist.

Auf Grund der vom geologischen Kollektiv beim „Energohydroprojekt“ gesammelten Materialien im Jahre 1956, veröffentlichte D. JARANOV (10) eine verallgemeinernde Studie über den Löß in Bulgarien, in welcher er wieder den Standpunkt über den äolischen Ursprung desselben vertritt. Als Ursprung des Lößstaubes sieht er die Donauüberschwemmungen an.

Die äolische Theorie über den Ursprung des bulgarischen Lösses wurde jedoch am besten von M. MINKOV (12) begründet. Als wichtigste Beweise zugunsten dieser Theorie können gegenwärtig folgende genannt werden:

1. Die mantelartige Ablagerung der Lößformation auf altersunterschiedlichen Felsen und Formen.
2. Das Vorhandensein eines stark gegliederten, überdeckten hydrographischen Netzes.
3. Die große Mächtigkeit der Lößdecke in unmittelbarer Nähe der Donau und ihre beschleunigte Abnahme nach Süden zu.
4. Die südliche Neigung der Hochebenen und Lößterrassen in der Lößzone bei nördlicher Neigung der Unterlage.
5. Das Vorhandensein von Lößrücken, dünenähnlichen Formen und abflußlosen Niederungen im gegenwärtigen Relief.
6. Das Vorhandensein von Fossilböden im Löß.
7. Das Vorhandensein von querer, schräger und großwelliger Schichtung im sandigen Löß an der Donau.
8. Das Vorhandensein von zwischengeschalteten Dünen im Löß.
9. Die staubartige, sehr gleichartige Zusammensetzung, wobei die Körnigkeit nach Süden zu allmählich feiner wird.
10. Zunahme der Tonkomponente im Altlöß und den Basishorizonten (im Gegensatz zum Grundgesetz der Wassersedimentation).
11. Der Unterschied in der mineralogischen Zusammensetzung im Vergleich zur Unterlage.
12. Das Vorhandensein xerothermer Gastropodenfauna; das Fehlen aquatischer Fauna.
13. Die Funde von Festlandsäugetieren und archäologischen Artefakten.

Der äolische Ursprung unseres Lösses wird gegenwärtig von fast sämtlichen Forschern des Quartärs in Bulgarien angenommen.

Schrifttum

1. BOJKOV, P.: Der Löß von Nordbulgarien und die auf ihm gebildeten Böden. Ztschr. bulg. geol. Ges. 8, 1, 1936.
2. FOTAKIEWA, E.: Geomorphologische Bedingtheit der Bodenunterschiede im Mittelteil der Donauenebene (zwischen den Flüssen Osäm und Jantra). Materialien VIII. Internat. Kongr. Bodenk. 5, Bukarest 1964.
3. GERASSIMOV, I. P.: Geomorphologische Beobachtungen in Bulgarien. Probl. phys. Geogr. 14, Moskau, Akad. Wiss. UdSSR, 1949.
4. GUNTSCHEV, G.: Der Löß in Nordbulgarien. Mitt. bulg. geogr. Ges. 3, 1935.
5. GÄLÄBOV, J.: Kurze phys.-geographische Charakteristik Bulgariens. Jb. Direktion geol. u. Grubenforsch., A, 4, 1946.
6. GÄLÄBOV, J.: Quartärablagerungen und Quartärmorphologie. Jb. Direktion geol. u. Grubenforsch., A, 4, 1946.
7. GÄLÄBOV, J., IWANOV, IL., PENTSCHEV, P., MISCHEV, K., NEDELTSCHewa, W.: Physik. Geographie Bulgariens, 1956.

8. JARANOV, D.: Entwicklung des geomorphologischen Studiums und die wichtigsten geomorphologischen Probleme der Balkanhalbinsel. Jb. Sofioter Univ., Histor.-Philolog. Fakultät **33**, Sofia 1937.
9. JARANOV, D.: Les zones morphologiques dans les parties centrales et orientales de la Peninsule Balkanique. C. R. IV-ième Congr. géogr. et des ethnogr. slaves, Sofia 1936.
10. JARANOV, D.: Der Löß und die lößartigen Sedimente in Bulgarien. Mitt. Bod. Instituts, BAW, III, Sofia 1956.
11. KRÄSTEV, K.: Das Lößrelief in Nordwestbulgarien. Mitt. Semin. b. d. Hist.-Philolog. Fakult. Sofioter Univ., I, 1942.
12. MINKOV, M.: Der Löß und die lößartigen Sedimente zwischen den Flüssen Skomlja und Ogosta. Wiss. Arbeiten Geol. Bulgariens, Schriftenreihe Stratigraphie u. Tektonik, I, 1960.
13. MINKOV, M.: Physiko-mechanische Eigenschaften der Lößgesteine zwischen den Flüssen Skomlja und Ogosta. Wiss. Arbeiten Geol. Bulgariens. Schriftenreihe Ingenieur-Geol. u. Hydro-Geol., II, 1963.
14. MINKOV, M.: Der Löß Nordbulgariens (kompl. Studie). (Mskr.).
15. MISCEV, K.: Geomorphologische Forschungen der hügeligen Donauebene zwischen den Flüssen Widbol und Ogosta. Mitt. Geogr. Inst., BAW **4**, 1959.
16. STEFANOV, B.: Der Löß und die Verbreitung der Walddecke in der Donauer Randebene. Mitt. bulg. geogr. Ges., VI, 1939.
17. STEFANOV, B.: Zur Frage des Ursprungs und des Alters des Lösses in der Donauer Randebene. Jb. Sofioter Univ., Landw.-Forst. Fakultät, **18**, 1939/40.

Manusk. eingeg. 24. 7. 1965.

Anschriften der Verf.: Dr. E. Fotakiewa, N. Poushkarov-Institut, 136, 9 Sept. Boul., Sofia (Bulg.)
Minko Minkov, Geol. Inst. d. Bulgar. Akademie d. Wissensch., Sofia (Bulgarien).

Halsbandlemming-Reste aus einer Oberen Mittelterrasse des Rheins bei Niederaußem

Von FLORIAN HELLER, Erlangen, und KARL BRUNNACKER, Köln

Mit 3 Abbildungen

Zusammenfassung. Aus der periglazialen Füllung des von einem alten Rheinlauf angelegten Mäanders von Niederaußem (nordwestlich Köln) stammt eine kleine Aufsammlung von Wühlmaus-Resten, und zwar einer Halsbandlemming-Form. Diese unterscheidet sich von den beiden in Europa vorkommenden jungquartären Arten *Dicrostonyx henseli* HINTON und *D.guilielmi* SANFORD deutlich durch einfacheren Bau des Kauflächenbildes der Molaren. Auf eine besondere Benennung der offensichtlich neuen Art wurde vorläufig verzichtet. Zwecks Klärung der Frage nach dem zeitlichen Auftreten der Gattung *Dicrostonyx* im Quartär Europas wurde die einschlägige Literatur kritisch überprüft. Mit Sicherheit darf heute gesagt werden, daß *Dicrostonyx* bereits zum Bestand vor-würmzeitlicher glazialer Faunen gehört. Die Funde aus dem Quartärprofil von Niederaußem, das Ablagerungen der Riß- oder (wahrscheinlicher) sogar einer noch älteren Eiszeit repräsentiert, sind in diesem Zusammenhang von großer Bedeutung.

Summary. From a depth of 33 meters of one of the Upper Middle Terraces (Obere Mittelterrasse) of the Rhine near Cologne comes a small collection of remains of voles all belonging to an arctic-lemming-form, which remarkably differs from the two late Quaternary species of *Dicrostonyx henseli* HINTON and *D.guilielmi* SANFORD occurring in Europe by a more simple construction of the enamel pattern of the molars. A name is not yet given to this apparently new species. The respective literature was checked in order to clear the question of the time of appearing of the genus *Dicrostonyx* in the European Quaternary. It can be said with security that *Dicrostonyx* in the Quaternary-profile of Niederaußem, representing deposits of the Riss — more probable even of an older glaciation — are in this connexion of great importance.

Auf einer Exkursion des Kölner Geologischen Institutes fand Dipl.-Geol. Dr. E. KEMPF im Bereich des Braunkohlentagebaues Fortuna Nord bei Niederaußem, 20 km nordwestlich von Köln, Kleinsäugerreste in pleistozänen Ablagerungen. Dr. KEMPF danken wir für die bereitwillige Überlassung seiner Funde. Weiteres Material wurde ausgeschlämmt. Es ist gerechtfertigt, den Fund eingehender zu behandeln: Bislang hat dieser Raum an pleistozänen Säugetierresten nicht viel erbracht. Zudem ist das relativ frühe Auftreten des Halsbandlemmings, das sich aus unseren Untersuchungen ergab, von allgemeinerem Interesse. Dazu kommt die paläoklimatische Bedeutung für die Fundschicht.

I. Zur Geologie der Oberen Mittelterrassen bei Niederaußem (K. BRUNNACKER)

Sowohl die Auffassungen über Gliederung und Stratigraphie der Oberen Mittelterrassen (OMT) im allgemeinen wie im besonderen über die Stellung des darin befindlichen Fundpunktes einiger Kleinsäuger bei Niederaußem, auf den sich die folgenden Ausführungen konzentrieren, sind nicht einheitlich. Von Kh. KAISER (1961) werden drei OMT am Mittel- und Niederrhein ausgedehnt, von L. AHORNER (1962) zwei. Andere Autoren sprechen z. T. nur von einer OMT. Zeitlich wird die OMT-Gruppe der Mindeleiszeit zugeordnet (Kh. KAISER 1961) — wohl deswegen, weil die Untere Mittelterrasse der Saale- (= Riß-) Eiszeit zugerechnet zu werden pflegt. Allerdings könnte nach H. W. QUITZOW (nach G. v. D. BRELIE 1959) die Unterstufe der Jüngeren Hauptterrasse, die mit Kh. KAISER (1961) der obersten OMT gleichzusetzen wäre, wegen der vom üblichen Typ abweichenden, sandigeren Fazies das Cromerium enthalten und sich nach Süden in den Mosbacher Sanden fortsetzen. Andererseits sollen in einer der OMT (Zitat bei G. v. D. BRELIE 1959) bei Mehlem Frostspalten gefunden worden sein. Für deren Bewertung wäre es allerdings wesentlich zu wissen, ob sie syngenetischer Natur sind.

Bei Niederaußem hat ein alter Rheinlauf einen weit nach Westen ausschwingenden Mäanderbogen geschaffen, in dem anschließend feinkörnige Sedimente abgesetzt wurden. Darauf wurde durch H. W. QUITZOW (1956) aufmerksam gemacht, mit Einstufung als Untere Mittelterrasse. Nach Kh. KAISER (1961) und L. AHORNER (1962) treten in diesem Bereich dagegen mehrere Stufen der OMT auf. Dieser Auffassung ist zuzustimmen; denn

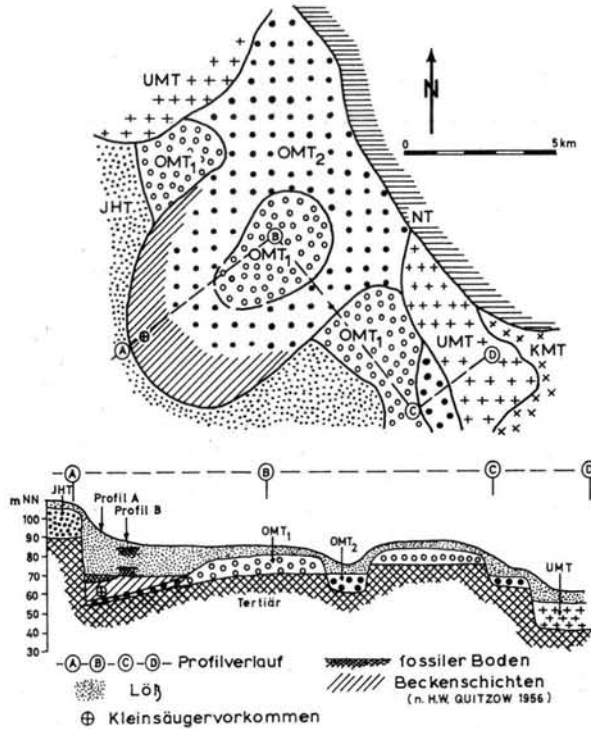


Abb. 1. Die Rheinterrassen bei Niederaußem (umgezeichnet nach H. BREDDIN 1958) mit Lage der Fundstelle von *Dicrostonyx* sp.

JHT = Jüngere Hauptterrasse, OMT₁ = ältere Obere Mittelterrasse, OMT₂ = jüngere Obere Mittelterrasse, UMT = Untere Mittelterrasse, KMT = Krefelder Mittelterrasse, NT = Niederterrasse.

bei Berücksichtigung der Mächtigkeit der Deckschichten liegt der Sedimentkörper in einem durchschnittlich 10–20 m höheren Niveau als bei der benachbarten Unteren Mittelterrasse (Abb. 1), worauf schon H. BREDDIN (1958, Abb. 14) hingewiesen hat. Außerdem können die Terrassen von Köln her weitgehend durchverfolgt werden. Wenn der Auffassung von H. BREDDIN (1958) als der brauchbarsten, weil Angaben über die Höhenlage von Unter- und Oberkante der Schotter enthaltend, in den Grundzügen der Vorzug gegeben wird, dann wurde zuerst eine ältere OMT (OMT₁) abgelagert. Darauf folgte Tiefenerosion mit Bildung des Mäanders. Anschließend kam es im eigentlichen Strombett außerhalb des Mäanders zur Ablagerung einer jüngeren OMT (OMT₂)¹⁾. Der Mäander wurde zugleich mit feinkörnigen Sedimenten verfüllt. Erneute kräftige Tiefenerosion leitete die weitere Entwicklung ein, die zur Ablagerung des Rinnenschotters, der interglazialen Krefelder Schichten, der Unteren Mittelterrasse usw. führte.

a. Lage der Fundstelle im Profil

Profil A mit der Fundschicht wurde im November 1964 rd. 250 m südlich Garsdorf aufgenommen (Oberkante in 92 m NN) (Abb. 2):

¹⁾ Wegen der Unsicherheiten über die Zahl der Oberen Mittelterrasse sind die hier verwendeten Bezeichnungen OMT₁ und OMT₂ als reine Lokalbenennungen für die Umgebung von Niederaußem zu werten.

Boden-Horizonte	Tiefe in m		
Gley	A	0—17.00 Löß, Schwemmlöß und Lößlehm, ungegliedert	
	Go	—17.05 humushaltiger, dunkelgrauer, feinsandiger Lehm	
		—17.50 gelbgrauer, stark feinsandiger Lehm, stark rostfleckig, an der Obergrenze Lößkindl (5 cm ϕ)	
	Gro	—17.90 braungrauer, stark feinsandiger Lehm, rostfleckig	
	Gr1	—19.00 blaugrauer, feinsandiger Lehm	
	Gr2	—19.40 blaugrauer, feinsandiger Lehm mit Sandbändern	
		—20.10 sehr schwach humushaltiger, violettstichiger, grauer, feinsandiger Lehm	
		—20.20 grünlichgrauer, feinsandiger Lehm, gebändert	
	Pseudogley (Go = sek. Gley)	Go (g11)	—21.00 grünlichgrauer, sandiger, feinsandiger Lehm, stark rostfleckig, frostplattig
		g12	—21.30 hellgrünlichgrauer, sandiger, feinsandiger Lehm
g21		—22.20 hellgrünlichgrauer, sandiger, feinsandiger Lehm, mit großen Rostflecken (10 cm ϕ)	
g22		—24.00 feinsandiger Lehm, mit Kiesschnüren, nach unten zunehmend sandiger, großfleckig rostbraun und hellgrau marmoriert	
		—24.80 rostbrauner Sand und graubrauner feinsandiger Lehm in Bändern	
		—25.50 braungrau und blaugrau gebänderter, feinsandiger Lehm	
		—26.00 rostbrauner, stark feinsandiger Lehm und Sand, gebändert	
		—27.00 blaugrauer, stark feinsandiger Lehm und sehr schwach humushaltiger, grauer, feinsandiger Lehm, gebändert mit kleinen Fältelungen	
		—27.80 grauer, feinsandiger Lehm, gebändert, schwach gestaucht	
		—28.30 grau und rostbraun gebänderter, stark feinsandiger Lehm	
Naßgley		—33.00 braun und grau gebänderter, z. T. schwach humushaltiger, feinsandiger Lehm mit Sand; unten mehr braun, oben mehr grau	
		—35.00 humushaltiger, grauer, feinsandiger Lehm, gebändert; nahe der Obergrenze Holzsplitter und Kleinsäugerzähnen (nestartig angereichert)	
		—38.00 blaugrauer, toniger Lehm, mit braungrauen Sandbändern (2 cm dick)	
	A	—38.20 humushaltiger, dunkelgrauer, sandiger Lehm	
	AGr	—38.50 sehr schwach humushaltiger, grauer, sandiger Lehm	
	Gr	—38.70 dunkelgrauer, sandiger Lehm mit kleinen Eisenmangankonkretionen	
	Gr	—42.00 grauer, lehmiger Sand bis Sand, nach unten zunehmend kiesiger, nächst Basis einzelne Blöcke (bis 1 m ϕ)	

Liegendes: Braunkohlenton (Tertiär).

Daraus ergibt sich:

1. An der Aufnahmestelle wird die Folge durch Schotter eingeleitet, die nach oben in Sand übergehen. Nächst der Basis sind bis 1 m große Blöcke aus Gesteinen des Schiefergebirges und aus Braunkohlenquarzit angereichert. Sie blieben bei der vorangegangenen fluvialen Ausräumung älterer Schotterlager als Erosionsrelikte liegen. Wie Abb. 1 zeigt, handelt es sich um eine Schotterlage, die am Gleithang des Mänders abgesetzt wurde, als dieser sich zunehmend weiter nach Westen verschob. Die Schotter sind deshalb in sich auch nicht völlig gleichalterig. Abgeschlossen wird die geringmächtige kiesig-sandige Lage durch einen Grundwasserboden (Obergrenze 38.00 m Tiefe). Darin zeichnet sich eine Sedimentationspause, wohl geringerer Wertigkeit, ab.

2. Darüber kommen vorwiegend graue, z. T. humushaltige, feinsandige, z. T. tonige Lehme, unten mit Sand- und Kiesschnitzen (35—38.00 m Tiefe). Aufgearbeitetes und umgelagertes Braunkohlentertiär kann hinsichtlich der organischen Komponente nicht völlig ausgeschlossen werden. Dieser Absatz läßt sich am ehesten als Altwasserbildung deuten, die durch eine Rückverlegung des Rheins in das Hauptstrombett ermöglicht wurde.

3. Der nächst höhere Schichtenkomplex (35—20.20 m Tiefe) besteht aus grauen bis gelblichen, dünn gebänderten, feinsandig-schluffigen, z. T. humushaltigen Lehmen mit

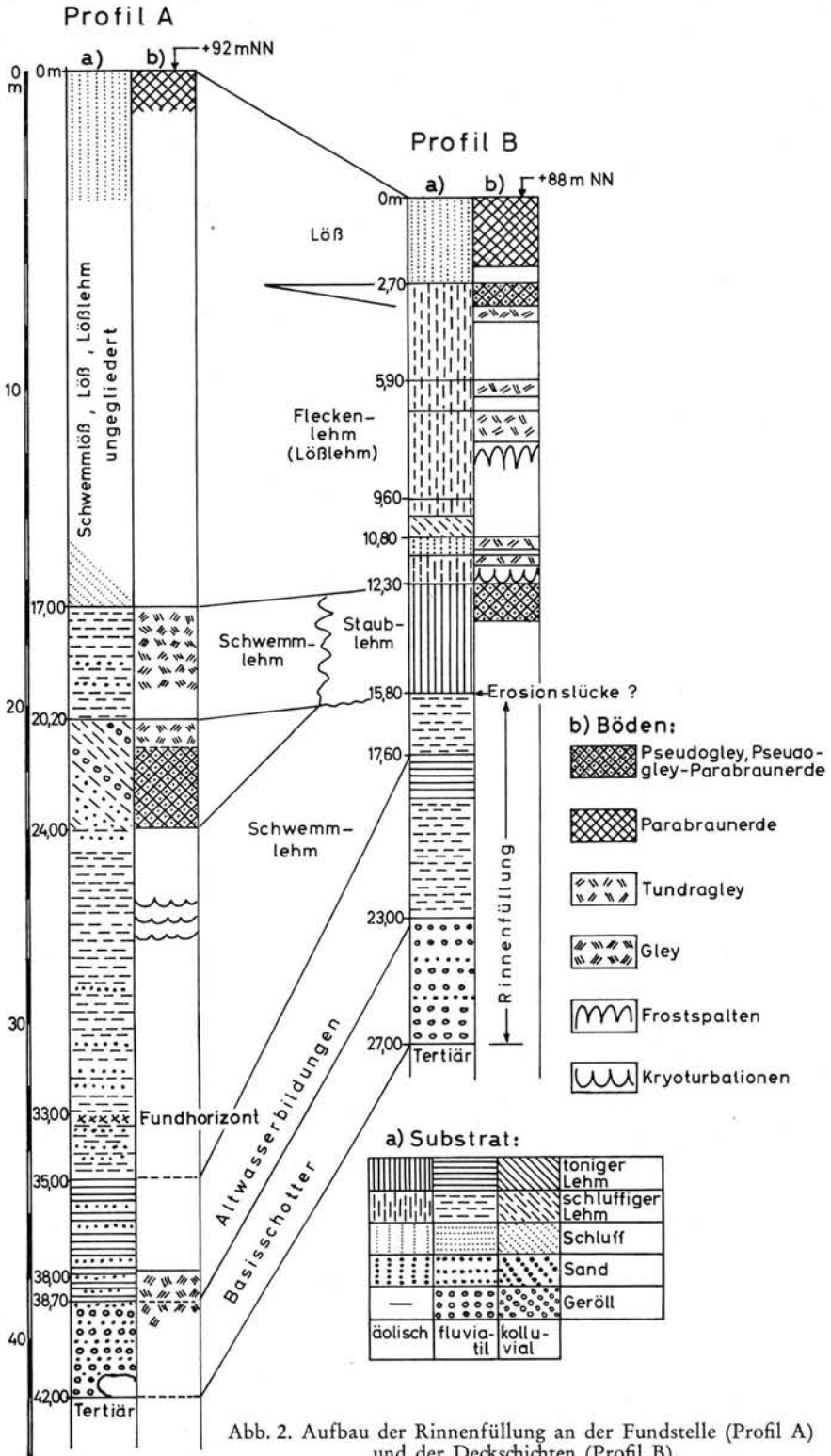


Abb. 2. Aufbau der Rinnenfüllung an der Fundstelle (Profil A) und der Deckschichten (Profil B).

zwischen geschalteten Sand- und Kiesschmitzen. Darin befindet sich die Fundstelle der Kleinsäuger (in 33.00 m Tiefe).

Inwieweit kleine Fältelungen in den Lehmen in 26—27.80 m Profiltiefe *kryoturbater Natur* sind, ist ohne weitere Kriterien nicht zu entscheiden. Das vorliegende Profilbild ist ebenso gut durch subaquatische Rutschungen erklärbar. Andererseits dürfen die kleinen Dislokationen, auch wenn sie durch Frost erzeugt wurden, nicht überbewertet werden; denn Kryoturbationen i.w.S. haben keinen Dauerfrostboden zur Voraussetzung. Sie sind allein Indikatoren für ein relativ kaltes Klima mit großer Eindringtiefe des Frostes bei entsprechendem Wasserhaushalt im Boden. In problematischen Fällen sollte damit nicht von vornherein operiert werden, zumal es eine reiche Skala von Pseudokryoturbationen in allen Klimazonen gibt (vgl. z. B. Kh. KAISER 1960, K. BRUNNACKER 1963). Im Zusammenhang mit der Auswertung der Fauna dürfte jedoch die Deutung als Periglazialerscheinung zutreffen.

Einzelne diapiartige Aufpressungen des Braunkohlentertiärs reichen bis in die Löß-Deckschichten hinein (H. KARRENBURG & H. W. QUITZOW 1956). Sie sind wenigstens hinsichtlich ihrer endgültigen Formung jüngerer Alters. Entsprechende Erscheinungen kommen übrigens auch im Oberpfälzer Braunkohlenrevier vor (H. TILLMANN & E. KIRCHOCK 1954).

Für die feinkörnigen Sedimente im Määnderbogen findet sich der Hinweis (H. W. QUITZOW 1956, H. BREDDIN 1958), es handle sich um lößartiges Material sowie z. T. um Ablagerungen als Beckenschichten bzw. als Bänderton in einem See. Dem Typ nach tritt im höheren Bereich ein Hochflutlehm auf, zumal für eine echte Seeablagerung der Grad der Vergleyung zu gering ist (oberhalb 35 m Tiefe). Besser als die Interpretation als Lößmaterial ist die Deutung als fluviatiler, feinsandiger, lehmiger Schluff — ein Produkt chemischer Verwitterung und mechanisch-fluviatiler Aufbereitung. Eine Lößkomponente ist damit freilich nicht ausgeschlossen.

Bei den in der Fundlage der Kleinsäuger vorkommenden *Holzsplittern* könnte es sich um aufgearbeitetes Tertiärmaterial handeln. Einen humosen Horizont mit Pflanzenresten erwähnt auch H. BREDDIN (1958). Ob dieser mit dem genannten übereinstimmt, bleibt fraglich. Doch spricht die freundlicherweise von Fräulein Dr. J. PETERS, Bonn, vorgenommene Untersuchung der Holzreste für pleistozänes Alter:

„Die kleinen Astholz-Bruchstücke von wenigen cm Länge und höchstens 1 cm Breite sind — wohl infolge starker Pressung — weitgehend abgeflacht. Der Vergleich unter der Lupe und die mikroskopische Prüfung mehrerer dieser Holzreste hatte stets dasselbe Ergebnis:

Zerstreutporiges Laubholz mit einreihigen, heterogenen Markstrahlen und einfachen Gefäßdurchbrechungen. Gefäße zahlreich, die Kreuzungsfelder ihrer Radialwände mit den Markstrahlen mit mehreren einfachen Tüpfeln: Weide = *Salix* (die Artbestimmung ist bei Weiden nicht möglich).

Die Weide ist u. a. ein Bestandteil der Weichholzaue im Hochflutbett der Flüsse. Die Holzdiagnose als solche kann hier keinen Beitrag zur Altersbestimmung der Schicht liefern, da Weiden bereits im Tertiär weit verbreitet waren. Doch spricht m. E. der gute Erhaltungszustand der Holzreste gegen einen längeren Transport wie auch gegen eine Umlagerung aus älteren Schichten.“

4. Die sandreicheren, solifluktuiven (?) Hangendschichten, mit etwas häufigeren Kies-Einlagen, wurden abschließend durch einen kräftig entwickelten, vor allem durch die Marmorierung auffallenden Pseudogley überprägt (Oberfläche in 20.20 m Tiefe). Eine leichte Vergleyung hat den Oberboden des Pseudogleys noch einmal überformt. Sekundäre Frostblättrigkeit deutet auf anschließend wieder zunehmend kühlere Verhältnisse.

5. Weitere Lehme mit Vergleyung liegen darüber (17—20.20 m Tiefe).

6. Dann kommen die eigentlichen, an dieser Stelle hinsichtlich einer Gliederung nichts erbringenden periglazialen Deckschichten.

Daraus ergibt sich am Profil A folgende Hauptgliederung:

- | | | |
|---------------------------------|---|---|
| 6. Lößdeckschichten, ungliedert | } | periglaziale Deckschichten |
| 5. Vergleyter Schwemmlehm | | |
| 4. Pseudogley | | interglazialer Boden |
| 3. Schwemmlehm mit Fundschicht | } | Rinnenfüllung = OMT ₂
im Haupttal |
| 2. Altwasserbildungen | | |
| 1. Basis-Schotter | | |

Liegendes: Tertiär

Im Verband mit der Rinnenfüllung tritt als interglazialer Boden ein Pseudogley auf. Unsicher ist, ob der darüber lagernde Schwemmlehm noch zur Rinnenfüllung oder zu den hangenden Deckschichten gehört. Eine klare Entscheidung ist wegen der durch die Vergleyung bedingten starken Überprägung nicht möglich.

Die zeitliche Gleichsetzung der feinkörnigen Rinnenfüllung mit der Hauptakkumulation der OMT₂ im eigentlichen Rheintal ist nicht direkt zu belegen; denn weite Bereiche des Mäanders sind inzwischen abgeräumt, so daß der Nachweis einer evtl. Verzahnung der Schotter der OMT₂ mit den Lehmen, Schluffen und den lokalen sandig-kiesigen, vor allem von der Jüngeren Hauptterrasse abstammenden Einschaltungen kaum möglich ist.

Schotterpetrographische Kriterien erfordern ebenfalls umfangreicheres Material, als es bislang zur Verfügung steht (R. VINKEN 1959). Immerhin ist die Rundung der Gerölle an der Basis des Profils bemerkenswert gut ausgebildet. Außerdem sind die widerstandsfähigsten Restkomponenten relativ stark angereichert. Dies spricht zusammen mit den oben gebrachten Befunden für eine Einstufung der Schotter im Übergang zu einer Warmzeit. Die darüber liegenden Altwasserabsätze vertreten das restliche Interglazial. Die Schwemmlehme stellen eine Lokalfazies der nachfolgenden kaltklimatischen Akkumulation, der OMT₂, dar. Die Stellung der Fundschicht im Verband ist damit entsprechend den derzeitigen Möglichkeiten als zur OMT₂ gehörig festgelegt.

b. Stratigraphische Einstufung der Fundschicht

Die stratigraphische Position der Fundschicht kann an sich sowohl über die Deckschichten wie über die Terrassen abgeleitet werden.

1. Deckschichtengliederung

Zur Gliederung der Deckschicht wurde an einer geeigneteren Stelle ein weiteres Profil untersucht. Dieses Profil B wurde im Juni 1965 rd. 600 m nordöstlich von A aufgenommen (Oberkante in 88 m NN) (Abb. 2):

Tiefe in m:	
}	0— 2.30 Parabraunerde, unten pseudovergleyt
	— 2.70 Löß, schwach graufleckig
	— 3.50 pseudovergleyte Parabraunerde (geköpft, A ₃ -Horizont parautochthon)
	— 3.70 Tundragley aus Lößlehm
	— 5.90 Lößlehm (Typus Fleckenlehm)
	— 6.50 Tundragley, stark entwickelt, an der Basis Lößkindel
	— 6.70 Lößlehm, rost- und grauschlierig
	— 7.80 Tundragley, stark entwickelt, an der Basis des Gro-Horizontes in 7.20 m Tiefe Lößkindel
	— 9.20 Löß, schwach graufleckig mit Frostspalten
	— 9.50 Lößlehm (Typus Fleckenlehm)
	— 9.60 humushaltiger Lehm, verschwemmt
	— 10.80 Lößlehm (Typus Fleckenlehm), verschwemmt
	— 11.20 Tundragley
	— 11.40 Löß, graufleckig
	— 11.45 humushaltiger Lehm
— 11.70 Tundragley, an der Basis Lößkindel	
— 12.30 Lößlehm und Sand im Wechsel, mit Kryoturbationen	
— 13.80 Parabraunerde-Pseudogley	
— 15.80 Lößlehm (Typus Decklehm bzw. Staublehm)	

Erosionsdiskordanz?

Rinnen- füllung	{	-17.80	Schwemmlehm, feingeschichtet, an der Basis lößkindelartige Konkretionen
		-19.00	grauer, toniger Lehm (Altwasserablagerung)
		-23.00	humushaltiger, feinsandiger, toniger Lehm (Altwasserbildung)
		-27.00	sandiger Schotter (darunter Tertiär).

Im Profil B ist eine Deckschichtenfolge mit 3 Lößgliedern erfaßt, die faziell mit der Ausbildung anderer Profile dieses Raumes übereinstimmt (Staublehm - Fleckenlehm - Löß), unterteilt durch zwei Interglazialböden. Für die vorletzte Kaltzeit ist, wie in Süddeutschland, das Vorkommen z. T. sehr ausgeprägter Tundragleye typisch.

Gemäß Profil A kann nur gesagt werden, daß der fossilführende Horizont älter sein muß als das Interglazial, das durch den Pseudogley angezeigt wird. Im Profil B, dessen tieferer Aufbau dem des Profils A entspricht, liegen in den Deckschichten zwei eindeutige interglaziale Böden. Entsprechend älter muß die Fundschicht sein. Die Verknüpfung der fossilen Böden der Profile A und B ist auf verschiedene Weise denkbar. Zu berücksichtigen ist dabei, daß eine Flachlandschaft vorlag, in welcher bei geringsten Niveauunterschieden terrestrische Böden (z. B. Parabraunerden und Pseudogleye) von semiterrestrischen (z. B. Gleye) abgelöst zu werden vermochten. Ein Modellbeispiel dafür ist in der Ziegeleigrube in Wegberg aufgeschlossen. Die scheinbar komplizierte Verknüpfung der Paläoböden und Deckschichten gemäß Abb. 2 fügt sich damit zwanglos in das allgemeine Bild ein.

Das von E. MÜCKENHAUSEN (1954) beschriebene Profil aus einem heute abgebauten Bereich der Braunkohlengrube Fortuna Nord in ähnlicher geologischer Position beginnt an der Basis mit einem sehr kräftig entwickelten Pseudogley. Innerhalb der darüber folgenden Deckschichten liegen drei weitere Pseudogleye, die als interglaziale Böden angesprochen werden können. Jedoch läßt sich dieses Profil mit den unserigen nicht mehr eindeutig verbinden. Allein die Beschreibung von E. MÜCKENHAUSEN (1954) zugrundegelegt, könnte dessen Profil von der OMT₁ stammen (zumal die Schotteroberkante bei rd. 80 m NN zu veranschlagen ist).

2. Terrassengliederung

Beim derzeitigen Kenntnisstand über die Terrassengliederung ist ebenfalls keine endgültige Beurteilung möglich — dafür gibt es noch zu viele Unklarheiten innerhalb der Mittelterrassen. Folgende Einstufung, begrenzt auf den Kölner Raum, ist diskutabel (eine nähere Begründung wird bei anderer Gelegenheit gebracht):

Hauptakkumulation von Niederterrasse (NT) = letzte Kaltzeit

Krefelder Mittelterrasse (KMT) = vorletzte Kaltzeit

Untere Mittelterrasse (UMT) = drittletzte Kaltzeit

Jüngere Obere Mittelterrasse (OMT₂) = viertletzte Kaltzeit.

An der Basis der UMT liegen die interglazialen Krefelder Schichten. An der Basis der OMT₂ liegen im Mäanderbogen ebenfalls Sedimente, die als Interglazial gedeutet werden. Wie andernorts zeigt sich also auch hier an der Wende der Kalt- zu den Warmzeiten eine kräftige Taleintiefung an. Zusammenfassend ergibt sich für die Fundschicht von Niederaußem bei einfachster Interpretation der Deckschichten in Profil A eine Einstufung mindestens in die vorletzte Kaltzeit. Bei Berücksichtigung des Profils B ist eine Einordnung mindestens in die drittletzte Kaltzeit möglich. Einiges spricht jedoch für die Einstufung in die viertletzte Kaltzeit, für die z. B. auch in der Ziegeleigrube SIMONS, Wegberg, eindeutige Kryoturbationen und Frostspalten kennzeichnend sind.

II. Die Dicrostonyx-Funde (Fl. HELLER)

Ein bei Niederaußem erschlossenes Quartärprofil lieferte im November 1964 aus einer Tiefe von 33 Metern Reste von Kleinsäugetern, die mir Kollege BRUNNACKER zur näheren Bestimmung und allenfallsigen Äußerung hinsichtlich ihres mutmaßlichen geologischen

Alters übermittelte. Bei der an und für sich relativ kleinen Ausbeute handelte es sich leider nur um recht dürftiges Material von fossilen Wühlmäusen (Arvicoliden), das sich wie folgt zusammensetzte:

- 2 winzige Fragmente von Mandibeln,
- Schmelzbeläge und 1 Fragment von 7 Unterkieferschneidezähnen,
- Fragmente von etwa 8 Oberkieferschneidezähnen,
- 7 Molarenfragmente,
- 1 intakter M³,
- 1 M₁-Fragment (vorderer Teil),
- ferner der Schaft eines Humerus.

Das M₁-Fragment, sowie der einzige vollständige Oberkiefermolar gehörten zweifelsohne einer *Dicrostonyx*-Art an. Die Länge und Beschaffenheit der besterhaltenen Schmelzbeläge von Unterkieferincisiven wiesen ebenfalls auf einen mittelgroßen Vertreter der Arvicoliden hin, als der etwa *Dicrostonyx* (Halsbandlemming) oder *Lemmus* (Berglemming) in Frage kommen konnte. Gleiches mochte ferner mindestens für die Mehrzahl der Oberkieferschneidezahn-Reste gelten.

Wenn damit auch der glaziale Charakter der Faunula einigermaßen gesichert erschien, so mußte doch eine genauere Altersdatierung der Fundschicht zunächst noch unterbleiben.

Auf meine Bitte hin, nach Möglichkeit weiteres Fundmaterial zu beschaffen, erhielt ich im Januar 1965 eine zweite Sendung von Wirbeltierkleinfaua, wiederum allerdings nur Reste von Wühlmäusen, die aus ca. 60 kg Gesteinsmaterial ausgeschlämmt worden waren. Der Erhaltungszustand dieser Ausbeute war erfreulicherweise wesentlich günstiger. Nach entsprechender Präparation und Tränkung mit Zaponlack stehen nunmehr neben verschiedenen wertlosen Fragmenten nicht nur einige vollständigere isolierte Schneidezähne und Molaren, sondern auch 3 Unterkieferfragmente mit einem Teil der Bezahnung zur Verfügung. Sie bestätigten durchaus die erste Bestimmung und zeigen, daß die Wühlmausfaunula von Niederaußem, jedenfalls nach den sicher erkennbaren Resten, praktisch nur Vertreter der Gattung *Dicrostonyx* umfaßt.

a. *Dicrostonyx* sp.

Untersuchungsmaterial: 2 r. Unterkieferfragmente mit M₁ und M₂; 1 l. Unterkieferfragment mit M₁ und dem Rest des M₂; 1 r. M₁; 1 r., 2 l. M₁-Fragmente; 1 weiteres M₁-Fragment; 1 r., 1 l. M₃; 1 r., 2 l. M₁; 1 r., 2 l. M₂; 2 r., 2 l. M₃.

An der Zugehörigkeit all' dieser aufgezählten Reste zur Gattung *Dicrostonyx* kann auf Grund des charakteristischen Kauflächenbildes, d. h. Zahl der Schmelzprismen (7) zwischen vorderem Kopf und hinterer Querschleife am M₁, Fehlen jeglicher Zementeinlagerungen in den Einbuchtungen der Schmelzdreiecke und Auftreten winzigkleiner zusätzlicher Schmelzschlingen an bestimmten Zähnen (M¹ und M²: Hinterende außen; M₂: Vorderende innen) nicht der geringste Zweifel bestehen. In der Ausbildung des M₁ (Abb. 3 a-c), d. h. der Gestaltung des vorderen Kopfes, herrscht die übliche Variabilität, wie sie vor allem von den jungpleistozänen Vertretern der Gattung (*Dicrostonyx henseli* HINTON und *D. gulielmi* SANFORD) bekannt ist, weshalb jedenfalls nach diesem Gesichtspunkt allein eine Unterscheidung weiterer Arten nicht nur unmöglich, sondern sogar völlig sinnlos wäre.

Bezüglich des Aussehens von M¹ und M² (Abb. 3 g, h bzw. 3 i, k) muß festgestellt werden, daß bei sämtlichen vorliegenden Exemplaren die hintere Wand des letzten inneren Schmelzdreieckes kaum jemals wirklich konkaven Verlauf aufweist und sich daher auch keine Spur eines kleinen inneren Zusatz-Dreieckes findet. Die Zähne erinnern deshalb auffallend stark an ihr Pendant bei der fossilen Art *Dicrostonyx henseli* und

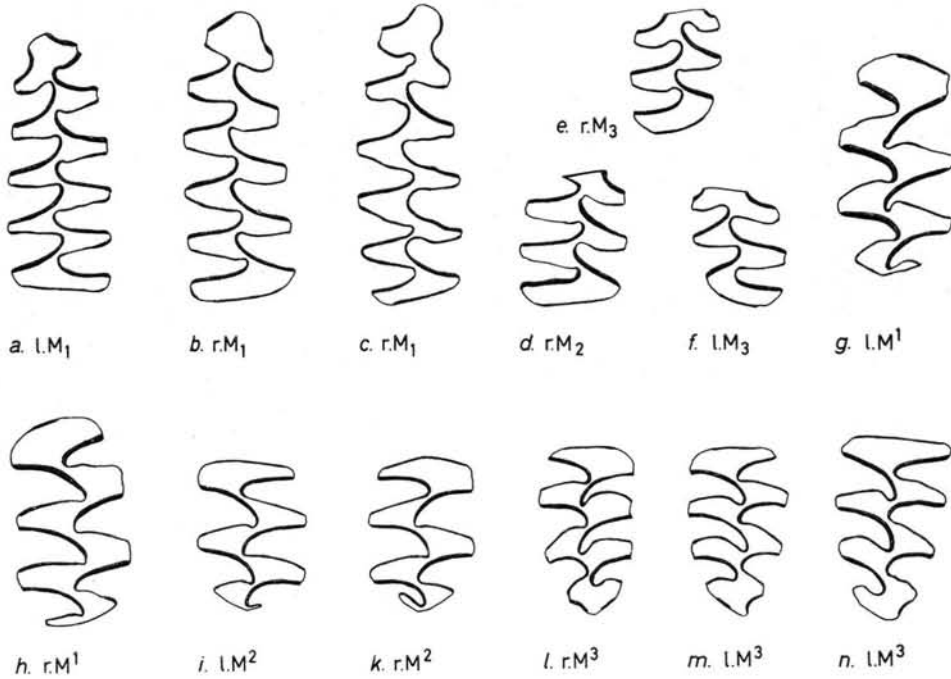


Abb. 3. Molaren-Kauflächenformen von *Dicrostonyx* sp. von Niederaußem. x 10.

dem rezenten Vertreter *D. hudsonius* PALLAS. Dies um so mehr, als auch das Verhalten des Schmelzbandes am hintersten inneren Schmelzdreieck hinsichtlich seines Dickenverhältnisses Ähnlichkeit mit den beiden genannten Arten aufweist.

Auffallend an dem r. M² (Abb. 3 k) ist die starke Schrägstellung bzw. Rückbiegung seiner kleinen äußeren Zusatz-Schlinge, die sonst bei den rezenten und fossilen Arten im allgemeinen mehr oder weniger horizontale Stellung zeigt, was auch für eines der mir vorliegenden Exemplare gilt. Der gut erhaltene rechte M₂ (Abb. 3 d) besitzt ebenso wie ein zweites Exemplar an seiner Außenseite vorn höchstens eine leichte Andeutung eines zusätzlichen Schmelzgebildes. Das innere kleine Schmelzdreieck erweist sich abweichend von der üblichen Ausbildung bei den rezenten und fossilen Arten als regelrecht spitz auslaufend.

Besonders wichtig und für eine allenfallsige Klärung der verwandtschaftlichen Beziehungen geradezu entscheidend, erscheint mir nun das Kauflächenbild des M₃. Bei der fossilen Art *D. guillemi* findet sich im allgemeinen an diesem Zahn ein Paar (also je ein äußeres und inneres) jener kleinen zusätzlichen Schmelzdreiecke (vestigial angles HINTONS), von denen schon mehrfach die Rede war. Die ebenfalls fossile Art *D. henseli* besitzt dagegen nur ein inneres kleines Schmelzdreieck. Bei der rezenten Art *D. hudsonius* schließlich fehlen sogar beide, und das gleiche Aussehen zeigen die zwei uns vorliegenden Exemplare dieser Zahnkategorie (Abb. 3 e, f). Damit nähern sich also die aus der oberen Mittelterrasse von Niederaußem stammenden *Dicrostonyx*-Reste wiederum sehr stark der heute noch existierenden Art *D. hudsonius*. Trotzdem möchte ich aber keineswegs an eine völlige Identifizierung mit letzterer denken. Vermutlich liegt eine bisher unbekannte Form vor. Unter Berücksichtigung der etwas spärlichen Reste aus der neuen Fundstelle ziehe ich es vor, noch keine nähere Artbestimmung vorzunehmen, sondern besseres und umfangreicheres Material abzuwarten.

Hingegen ist es wohl an der Zeit, sich einmal grundsätzlich über die Bedeutung der kleinen, „spurenhafte“ Schmelzdreiecke an den Molaren M^1 , M^2 , M_2 und M_3 der verschiedenen *Dicrostonyx*-Formen klar zu werden. HINTON (1926, S. 147) sah in ihnen alte Reststrukturen oder Rudimente, daher die Bezeichnung vestigial angles, während ALLEN (1919, nach HINTON 1926) mehr an sich anbahnende Komplikationen, also an Orimente dachte. Solange keine geologisch älteren fossilen Formen von *Dicrostonyx* vorlagen, war eine richtige Entscheidung m. E. nicht möglich. Die neuen Funde weisen hingegen darauf hin, daß die „vestigial angles“ doch wohl eher im Sinne ALLENS zu deuten sind, wir also als Vorläufer der jungpleistozänen Arten *D. guillemi* und *henseli* Formen mit wesentlich einfacher gestalteten Molaren erwarten müssen.

Maße (in mm) der <i>Dicrostonyx</i> -Zähne von Niederaußem					
	Länge	Breite		Länge	Breite
r. M_1	3,8	1,3	r. M^1	2,7	1,4
r. M_1	3,8	1,3	l. M^1	2,7	1,4
r. M_1	3,5	—	l. M^1	2,7	1,4
l. M_1	3,4	1,4	r. M^2	2,0	1,4
r. M_2	1,7	1,3	l. M^2	2,0	ca. 1,5
r. M_2	1,6	1,3	l. M^2	1,9	1,4
l. M_3	1,5	1,3	r. M^3	2,1	1,3
r. M_3	1,6	1,2—1,3	r. M^3	2,3	1,3
			l. M^3	2,1	1,3
			l. M^3	2,3	1,4

b. Die isolierten I inf. und sup. von mittelgroßen Arvicoliden

Untersuchungsmaterial: 9 r., 5 l. I inf., bzw. Fragmente; 10 r., 7 l. I sup.

Daß die vorliegenden vollständigeren I inf. der Gattung *Dicrostonyx* angehören, läßt sich unschwer an Hand der bezahnten Unterkiefer nachweisen. Gleichzeitig stimmen die Zähne von Niederaußem auch nach Größe und Krümmung weitgehend mit fossilem Material von *Dicrostonyx* aus dem Jungpleistozän überein. Immerhin scheinen gewisse Unterschiede und zwar hinsichtlich etwas größerer Höhe und Breite = Dicke gegenüber meinen Vergleichsstücken zu bestehen, was auf spezifischer Verschiedenheit beruhen dürfte.

Aus Billigkeitsgründen und auch wegen der Häufigkeit wird man versucht sein, die unter sich gleichgestalteten Oberkieferschneidezähne ebenfalls mit *Dicrostonyx* in Verbindung zu bringen. Gegenüber jungquartären Vergleichsstücken erscheinen sie etwas zierlicher und auch etwas stärker gekrümmt. Sie erinnern in mancher Hinsicht an die Zähne der großen *Microtus*-Arten, weshalb bei der Bestimmung eine leichte Unsicherheit aufkommt, welcher Gattung man sie endgültig zuweisen darf.

c. Das zeitliche Auftreten der Lemminge im Quartär Europas

Unter den in quartären Ablagerungen Europas vorkommenden Wühlmäusen erfreuen sich die Lemminge, d. h. die Vertreter der Gattungen *Dicrostonyx* GLOGER 1841 und *Lemmus* LINK 1795, seit jeher besonderer Beachtung. Auf Grund ihrer heutigen circumpolaren Verbreitung — *Dicrostonyx*, mit Ausnahme der zwischen dem 53. und 54.° nördl. Br. gelegenen Aleuten-Insel Unalashka, nicht südlicher als bis 68°; *Lemmus* mit einigen Arten bis 56 und sogar 52° vorstoßend — gelten sie als charakteristische Kaltformen, deren Aussagefähigkeit in klimatischer Hinsicht zumindest ab Jungquartär unbestritten ist. Von allen Arvicoliden morphologisch am meisten aberrant, liegt trotz relativ guter Kenntnis der Entwicklungsgeschichte der Gesamtfamilie gerade ihre Herkunft und Ableitung noch sehr im Dunkel. Noch 1926 wußte HINTON (S. 138 und 158) über das fossile Vorkommen von *Dicrostonyx* nur zu berichten, daß fossile Reste von mindestens 2 Arten in den spätpleistozänen Ablagerungen von West- und Mitteleuropa häufig vorkommen und auch aus Nord- und Zentralasien bekannt geworden seien. In

ähnlicher Weise äußerte sich der genannte Autor (S. 195) über die quartären *Lemmus*-Funde, welche, jedenfalls in Europa, im allgemeinen mit der Art *Lemmus lemmus* L. in Verbindung gebracht würden.

Größeren Raum widmete STEHLIN (DUBOIS et STEHLIN 1933, S. 126—128) der Ökologie, sowie der rezenten und quartären Verbreitung des Halsbandlemmings. Nach seinen Worten ist die „tertiäre Geschichte“ dieser Gattung noch völlig schleierhaft, vielleicht habe sie sich aber irgendwo im Bereich ihres heutigen Verbreitungsgebietes entwickelt. Unter Aufzählung wohl fast aller wichtigeren, bis dahin ermittelten Fundpunkte schreibt STEHLIN weiter (S. 127), daß Vertreter der Gattung *Dicrostonyx* in den mittleren Breiten Europas nicht vor dem Moustérien auftauchten und erst gegen Ende der paläolithischen Epoche, im Magdalénien, maximale Häufigkeit erlangten. Dieses keineswegs erst auf STEHLIN zurückgehende Erkenntnis fand auch in der Folgezeit immer neue Bestätigung und sichtbaren Niederschlag in verschiedenen Tabellen, die von einem ersten Lemmingvorstoß im Altwürm und einem späteren Hauptvorstoß im Verbands einer „sehr kalten = Tundrenfauna“ zur Zeit des jüngeren oder oberen Würms sprechen.

Unter diesen Umständen dürfte es verständlich sein, daß Verfasser (HELLER, 1930) bei der Auffindung eines einzelnen Unterkieferfragmentes von *Lemmus lemmus* L. in den altquartären Verfüllungen der Sackdillinger Höhle/Oberpfalz zunächst Bedenken trug, diesen Rest so ohne weiteres als Element der Gesamtfauna anzuerkennen, vielmehr nach Möglichkeiten suchte, jenen „Fremdling“ als Zugabe aus späterer Zeit, etwa durch Umlagerungsvorgänge usw. zu erklären. Demgegenüber konnte BRUNNER (1933) bei neuen Nachgrabungen in der genannten Höhle nochmals, und zwar mehrere Belege von *Lemmus* in absolut ungestörtem Schichtverband des erschlossenen Profils erbeuten, womit die Gleichalterigkeit der etwas auffallenden Art mit den übrigen Säugerresten einwandfrei erwiesen war. Eine weitere Bestätigung dafür, daß der, oder vielleicht besser ein Berglemming (*Lemmus*) sehr wohl gewissen, d. h. mehr kaltzeitlichen Altquartärfaunen zugehören kann, erbrachte schon wenige Jahre später die Auffindung entsprechender Reste auch in fossilführenden Spaltenfüllungen von Erpfingen/Schwäb. Alb (HELLER 1936). Seitdem liegen Fundmeldungen eines (oder mehrerer Vertreter?) von *Lemmus* aff. *lemmus* altquartärer Faunenzugehörigkeit (z. T. mit *Mimomys*-Arten) vor aus der Ukraine von Tschortkow b. Tarnopol (PIDOPLICHKO 1955, nach KRETZOI 1956 und JANOSSY 1961), aus der Höhle C 718 bei Koněprus/ČSR (FEJFAR 1956, S. 95; 1959, S. 32), aus einer zweiten artenreichen Fauna von Erpfingen (HELLER 1958), einer kleinen Gerinneverfüllung von Deinsdorf/nördl. Frankenalb (HELLER 1963 a), zu welchen Nachweisen auf Grund bisher noch unveröffentlichten Materials schließlich noch die Spaltenfüllungen von Schernfeld b. Eichstätt/Mfr. (siehe hierzu DEHM 1962) kommen.

Hier ist nun der Vollständigkeit halber nachzutragen, daß KORMOS (1937, S. 304) seinerzeit Zweifel äußerte, ob es sich bei den Lemmingfunden in der Sackdillinger Höhle auch tatsächlich um *Lemmus lemmus* L. handle. Bereits ein Jahr vorher hatte Verf. (HELLER 1936, S. 22) selbst schon darauf hingewiesen, daß man allenfalls auch an das Genus *Myopus* denken müsse, das im Quartär Sibiriens durch eine fossile Art (*Myopus brandti* TSCHERSKY) vertreten ist. KORMOS glaubte bei der von BRUNNER abgebildeten Oberkieferbezahnung gute Übereinstimmung mit dem rezenten *Myopus schisticolor* feststellen zu können und schloß: „Ich halte es demnach für sicher, daß der rätselhafte Lemming aus dem Windloch (Sackdillinger Höhle) nicht der Gattung *Lemmus*, sondern dem, in der heutigen Fauna Centralasiens und Sibiriens durch mehrere Arten vertretenen Genus *Myopus* angehört.“ Auf diesen Passus bezieht sich wiederum SOERGEL (1943, S. 27), wenn er unter Hinweis auf die ungeklärte Frage, ob bei den fossilen Funden *Lemmus* oder *Myopus* vorliegt, meint, mit dem Vorkommen von *Lemmus* im Altdiluvium könne vorerst nicht gerechnet werden. Hierzu ist aus neuerer Sicht abschließend zu sagen: Es berührt immerhin merkwürdig, daß auch die späteren Autoren, die sich, wie oben erwähnt,

bei der Bestimmung ähnlicher Funde vor die gleiche Frage gestellt sahen wie Verfasser, sich jeweils zugunsten von *Lemmus lemmus* entschieden.

Wie aber steht es nun um das Vorkommen von *Dicrostonyx*-Resten in einwandfrei älteren als würmzeitlichen Ablagerungen? Hier müssen wir uns zunächst einmal mit der von BRUNNER (1936) aus dem Osterloch bei Wurmrausch (Opf.) beschriebenen und als mitteldiluvial datierten Fauna auseinandersetzen. Obwohl eine klare Schichtentrennung nach der Darstellung des genannten Autors (S. 16) nicht möglich war, hat dieser im wesentlichen auf Grund einer unterschiedlichen Knochenfärbung eine Aufteilung der Gesamtfauuna in 3 Niveaus versucht. Danach führten nur die mittlere und die obere Lage *Dicrostonyx henseli* und *Lemmus lemmus* neben Arten, die keineswegs besonders auffällig sind, sondern in jeder normalen jungquartären würmzeitlichen Fauna vorkommen. Einen Hinweis auf höheres Alter — zumindest der unteren Lage — erblickte BRUNNER nun in der Auffindung von 4 Unterkieferresten von *Sorex kennardi* HINTON, die er erstaunlicherweise kurzerhand als altdiluviale Art bezeichnete (S. 19). Davon kann jedoch keinesfalls die Rede sein. HINTON (1911, S. 538) gibt als locus typicus für seine neue Art *Sorex kennardi* die III. Themse-Terrasse von Ponder's End an. Als Begleitfauna werden von dort angeführt (HINTON 1926, S. 135): *Dicrostonyx henseli* (sehr häufig), *Microtus anglicus* und Formen der *Microtus arvalis*-Gruppe, also eine Fauna durchaus würmzeitlichen Gepräges. Zudem konnte Verf. (HELLER 1932, S. 350/51), was BRUNNER völlig entgangen zu sein scheint, diese Art, oder wenigstens eine ihr sehr nahestehende Form, zum erstenmal außerhalb Englands aus der Raumgrotte/Hersbrucker Jura im Rahmen einer wiederum einwandfrei jungquartären Tiergesellschaft (mit *Dicrostonyx gulielmi*, ? *D. henseli* und *Lemmus lemmus*) nachweisen. BRUNNERS weiterreichende Schlüsse, die Gesamtfauuna des Osterloches müsse „in eine frühe Epoche des Mitteldiluviums gestellt werden“, dürfte daher jeglicher Grundlage und Berechtigung entbehren. Viel zutreffender ist oder wäre wohl eine Einstufung der tiefsten Fundlage jener mehrmals erwähnten Höhle in das ausgehende Riß-Würm-Interglazial oder, vielleicht noch besser, in das Frühwürm.

Die Artenliste der nicht genauer zu gliedernden Ablagerungen aus dem Enzendorfer Loch bei Vorra a. Pegnitz (BRUNNER 1937) weist in einer typisch jungquartären Fauna neben zahlreichen Exemplaren von *Dicrostonyx henseli*-(298) und 2 *Lemmus lemmus*-Mandibeln zunächst 180 Reste von *Microtus nivalinus* HINTON (siehe Bemerkungen hierzu etwas weiter unten!), ferner solche von *M. gregalis*, *M. arvalis-agrestis* und *M. ratticeps* aus. Sodann fanden sich einige wenige Belege von *Pitymys*-Arten, welche mit *P. arvaloides* HINTON und *P. gregaloides* HINTON identifiziert wurden. Eben vor allem wegen des Auftretens der beiden letztgenannten Formen argumentiert BRUNNER (S. 50): „Es darf somit das Alter dieser Fauna in eine frühe Stufe des mittleren Diluviums gestellt werden. Beide Arten sind nach den bisherigen Erfahrungen typische Leitfossilien des Altdiluviums.“ Genügt dieser Befund aber bereits zu derart weittragenden Schlußfolgerungen?

Auch für den Großteil der Fauna (Schicht I—III) aus der Hirtenweberhöhle bei Neunkirchen in der Nähe von Sulzbach/Opf. nimmt BRUNNER (1939) mitteldiluviales Alter in Anspruch. In Schicht I fehlt *Dicrostonyx henseli* (noch?), während er in Schicht II mit 0,2%, in Schicht III mit 0,3% und in der auch von BRUNNER als würmzeitlich aufgefaßten Schicht V mit 12% am gesamten Fossilbestand vertreten ist. Eine eingehendere Begründung, worauf sich die Einstufung der tieferen Schichtglieder des Profils in einen vor-würmzeitlichen Abschnitt des Quartärs stützt, ist BRUNNER schuldig geblieben. Die Artenliste enthält jedenfalls außer den üblichen, für das Jungquartär charakteristischen Formen lediglich *Sorex kennardi* HINT. (Schicht III), *Chionomys* = *Microtus nivalinus* HINT. (Schichten I—III, sowie V) und *Pitymys arvaloides* HINT. (Schichten I und II). Bezüglich *Sorex kennardi* kann auf das bereits weiter oben Gesagte verwiesen werden. Unter *Chionomys nivalinus*, einer Art, die von HINTON ursprünglich für altquartäre Ver-

treter aufgestellt wurde, wollte BRUNNER grundsätzlich all jene fossilen Schneemausreste verstanden wissen, die sonst in den Faunenzusammenstellungen als *Ch.nivalis* MART. erscheinen. Bleibt als einziges Element, welches für vor-würmzeitliches Alter sprechen könnte, noch *Pitymys arvaloides* übrig. Zu seiner Bestimmung, welche die betreffenden Reste zu altquartären bzw. allgemein zu geologisch älteren Elementen stempeln würde, sagt BRUNNER (S. 439) jedoch selbst: „Vielleicht handelt es sich hier noch um *P.subterraneus*. Eine sichere Entscheidung kann erst durch eine bessere stratigraphische Differenzierung der Schichten- bzw. Faunenfolge des mittleren Diluviums getroffen werden.“ M. E. liegt keine Veranlassung vor, die Fauna der Hirtenweberhöhle auch nur zum Teil als mitteldiluvial zu betrachten. Vielmehr passen die festgestellten verschiedenen Fundschichten samt und sonders recht gut in die allgemeine Abfolge Frühwürm—Altwürm bis wahrscheinlich Hochwürm.

Eine völlige Klärung der Frage, ob die Gattung *Dicrostonyx* im Quartär Europas überhaupt bereits vor Anbruch der letzten Eiszeit (Würm) vorkam bzw. in Erscheinung trat, erbrachten auch die späteren Veröffentlichungen BRUNNERS über fossile Säugetierfaunen aus dem Gebiet des Fränkischen Jura nicht. Er beschrieb zwar noch verschiedentlich Fundplätze von *Dicrostonyx henseli* (Helmloch, Gaisloch b. Velden, Kleine Teufelshöhle b. Pottenstein, Markgrabenhöhle) oder von *D.guilielmi* (Helmloch), die er auf Grund des gleichzeitigen Nachweises einzelner, sonst nur aus dem jüngeren Altquartär bekannt gewordenen Arten zumindest für mittel-, teilweise sogar für altdiluvial hielt. (BRUNNER 1940, 1949, 1951 und 1952). Die mitgeteilten Artenlisten kranken leider alle daran, daß nach BRUNNER selbst in den betreffenden Höhlen entweder durch natürliche Umlagerungsvorgänge der Sedimente, wie etwa durch Verschwemmungen, eine weitgehende Vermischung von Resten aus den verschiedensten Abschnitten des Quartärs erfolgte, oder daß sich innerhalb der Gesamtmasse der Sedimente keine eigentliche, genauere Schichtentrennung durchführen ließ. Auf alle Fälle ist das gesamte Faunenmaterial dadurch mit gewissen Vorbehalten zu betrachten, womit eine, auch nur einigermaßen einwandfreie stratigraphische Entzerrung und Auswertung sehr erschwert wird, ja geradezu ein Ding der Unmöglichkeit darstellen dürfte.

Auf gewisse Widersprüche, die hinsichtlich der zeitlichen Datierung zuweilen in den Angaben BRUNNERS enthalten sind, sei hier nur am Rande eingegangen.

So wird in einem Falle (Markgrabenhöhle, BRUNNER 1952) die Fauna im wesentlichen wegen des Vorkommens von *Talpa episcopalis* KORMOS ins Altdiluvium gestellt, während in einem anderen Falle das Auftreten derselben Art in einer würm-interstadialen Fauna (Schmiedberg-Abri, BRUNNER 1959) nicht als störend empfunden wird.

Das ganze hier eigens aufgezeigte Dilemma rührt nicht zuletzt daher, daß wir trotz jahrzehntelanger intensiver Forschungsarbeit bisher kaum Fundplätze rißzeitlicher Ablagerungen mit reicherer Fossilführung, insbesondere von Mikromammaliern haben, und uns somit die eigentlichen Rißfaunen im Grunde genommen noch ziemlich unbekannt sind. Aus Bayern stammt bisher lediglich die Angabe, wonach im unteren Teil des rißeiszeitlichen Hochterrassenschotters bei Ismaning auch einige Zahnlamellen vom Halsbandlemming gefunden wurden (BRUNNACKER u. a. 1964, S. 63/64). Hier kann nun vielleicht das mächtige, vielgliedrige und vor allem an Knochenresten so überaus reiche Quartärprofil in der Höhlenruine von Hunas-Hartmannshof (HELLER 1963b) endlich einen gewissen Wandel schaffen.

In den kantigen Bruchschuttbildungen der sicher glazialen Phasen zugehörigen Glieder des Schichtenprofils von Hunas konnten sowohl Reste von *Lemmus lemmus*, wie auch einer *Dicrostonyx*-Art nachgewiesen werden. Letztere sind zwar keineswegs besonders zahlreich, ihre grundsätzliche Anwesenheit unterstreicht jedoch bestens den allgemeinen Kaltsteppencharakter der betreffenden Fauna, die an weiteren Kleinformen u. a. verschie-

dene, z. T. erloschene Wühlmausarten, Steppenhamster, Zwergpfeifhasen, große und kleine Wiesel usw. enthält.

Ohne Zweifel hat also nach diesen Ausführungen die Gattung *Dicrostonyx* als ein echtes Element auch rißzeitlicher Kaltfaunen zu gelten. Das stratigraphisch gesicherte Vorkommen in der Fauna der Höhlenruine von Hunas schlägt aber zugleich auch eine Brücke vom mittleren Quartär zu dem noch früheren Nachweis der Gattung in altpleistozänen Bildungen, womit die betreffenden Funde doch nicht mehr gar so isoliert dastehen, wie es nach den Darstellungen von JANOSSY (1961, S. 4 u. 8) den Anschein hatte. Die Höhle C 718 bei Koněprus/ČSR schließlich, die schon weiter oben unter den altquartären Fundstellen für *Lemmus lemmus* angeführt wurde, hat gleichzeitig die bisher ältesten Belege eines Vertreters der Gattung *Dicrostonyx* geliefert (FEJFAR 1959, S. 32), von dessen richtiger Bestimmung sich JANOSSY überzeugen konnte. Die reiche Begleitfauna von 43 Arten aus der basalsten Schicht enthält an sonstigen Wühlmäusen außer *Mimomys savini* HINTON und *intermedius* NEWTON als den interessantesten Elementen *Pliomys episcopalis* MEHELY und *Pl.lenki* HELLER, sodann die recht bezeichnenden Formen *Pitymys arvaloides* HINTON, *P.hintoni* KRETZOI, *P.gregaloides* HINTON und *P.schmidtgeni* HELLER, schließlich *Microtus arvalinus* HINTON, *M.coronensis* KORMOS und *M.ratticepoides* HINTON, die insgesamt für eine Einstufung der betr. Bildungen in das Biharium, genauer die Zone 6 der faunenchronologischen Abfolge KRETZOIS (1956, S. 217/218) sprechen.

Was nun die genauere zeitliche Einstufung der bei Niederaußem erschlossenen fossilführenden Schichten und damit allenfalls eines mehr oder weniger großen Komplexes des dortigen Quartärprofils anbelangt, so muß zunächst gesagt werden, daß sich aus rein paläontologisch-stratigraphischer Sicht nicht so ohne weiteres bindende Anhaltspunkte ergeben. Das bisherige Fehlen jeglicher Begleitformen macht die überlieferte Faunula von Halsbandlemmings zu eintönig und zu farblos. Von vornherein läßt sie ferner keinerlei Vergleiche zu mit anderen fossilen Faunengesellschaften aus dem Rheintal, wobei ganz besonders an jene gut bekannten Kleinsäugerfaunen des älteren Quartärs aus den Mosbacher Sanden bei Mainz-Wiesbaden (HELLER 1933), aus den ungefähr gleichalterigen Sanden vom Pilgerhaus bei Weinheim a. d. Bergstraße, sowie den noch wesentlich älteren Schneckenmergeln von Hohensülzen bei Worms (HELLER 1962) zu denken ist.

Das alleinige Vorkommen relativ häufiger Reste eines Halsbandlemmings läßt andererseits nur den Schluß zu, daß während der Bildungszeit der betreffenden Ablagerungen offensichtlich kaltes Klima geherrscht haben muß, wie dies jedenfalls bei massiertem Auftreten dieser so bezeichnenden hocharktischen Elemente auch sonst ganz allgemein und ohne Bedenken angenommen wird.

Ohne Wissen um die beträchtliche Tiefenlage (33 m) der Fundschicht, in welcher die kleinen Reste in nesterartigen Anreicherungen angetroffen wurden, was auf eine Einbettung ursprünglicher Gewölle zurückzuführen sein dürfte, könnte man geneigt sein, kurzerhand würmzeitliches, und zwar am ehesten hochwürmzeitliches Alter anzunehmen. Dies aber ist bei der geologischen Gesamtsituation der Fundstelle natürlich völlig ausgeschlossen. Dagegen spricht m. E. ferner auch der phyletische Zustand der *Dicrostonyx*-Form von Niederaußem, die gegenüber den typischen, wohlbekannteren, jungquartären *Dicrostonyx*-Arten weniger evoluierten, einfacheren Bau der Molaren aufweist, was seine Erklärung nur in höherem geologischen Alter finden kann.

Keine der drei weiter oben bereits angeführten Faunen (Hauptfauna der Mosbacher Sande, Pilgerhaus bei Weinheim und Hohensülzen bei Worms) enthält auch nur die geringste Andeutung eines etwaigen Vorkommens von Lemming-Resten (*Lemmus* und *Dicrostonyx*). Nach unseren heutigen Erfahrungen und Kenntnissen dürfte dies bedeuten, daß sie keinesfalls irgendwie geartete Kaltfaunen repräsentieren können, ganz im Gegensatz zu der Halsbandlemming-Fauna des Quartärprofils von Niederaußem. Wie wir mit unseren Ausführungen wohl zur Genüge gezeigt haben, kommt als zeitliche Fixierung

für letztere mindestens riß-zeitliches Alter in Frage. Unter Berücksichtigung der geologischen Fakten der Rheinterrassen von Niederaußem scheint diese Datierung aber gar nicht auszureichen, so daß wir noch höheres Alter annehmen, also an eine Zuweisung der Fauna in eine davor gelegene Kaltphase denken müssen. Auf alle Fälle beanspruchen die Lemmingfunde von Niederaußem ganz besonderes Interesse, zeigen sie doch, welche Möglichkeiten durch die Entdeckung weiterer Teilfaunen zur noch eingehenderen Gliederung der Quartärbildungen im Rheintale künftiger Forschung vorbehalten und an die Hand gegeben wären.

Schrifttum

- AHORNER, L.: Untersuchungen zur quartären Bruchtektonik der Niederrheinischen Bucht. Eiszeitalter u. Gegenwart **13**, 24-105, Ohringen 1962.
- ALLEN, G. M.: Bull. Mus. Comp. Zool. Harvard Coll. **62**, Cambridge, Mass. 1919.
- BREDDIN, H.: Die unterirdische Oxydation der Braunkohle im Kölner Revier während der Pleistozän-Zeit. Fortschr. Geol. Rheinl. Westf. **1** u. **2**, 683-720, Krefeld 1958.
- BRELIE, V. D. G.: Probleme der stratigraphischen Gliederung des Pliozäns und Pleistozäns am Mittel- und Niederrhein. Fortschr. Geol. Rheinl. Westf. **4**, 371-388, Krefeld 1959.
- BRUNNACKER, K.: Altpleistozäne Frostspalten im Gebiet des Hahnbacher Sattels. Geol. Bl. NO-Bayern **13**, 157-163, Erlangen 1963.
- BRUNNACKER, K.; PAULUS, Br.; BROCKERT, M.; HINSCH, W. & VIDAL, H.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000, Blatt Nr. 7736 Ismaning. Bayer. geol. L.A., München 1964.
- BRUNNER, G.: Eine präglaciale Fauna aus dem Windloch bei Sackdilling (Oberpfalz). N. Jb. Min. Beil. Bd. **71** B, 303-328, Stuttgart 1933. - - Das Osterloch bei Wurmsrausch (Oberpfalz). Eine Kleinsäugetierfauna aus dem Mittel-Diluvium mit *Spalax* sp. Abh. Naturhist. Ges. Nürnberg **26**, 2, 24 S., Nürnberg 1936. - - Eine Glazialfauna des mittleren Diluviums aus dem Enzendorfer Loch bei Vorrä a. P. Z. deutsch. geol. Ges. **89**, 44-51, Berlin 1937. - - Die Hirtenweberhöhle bei Neukirchen (Sulzbach, Opf.). Ein Beitrag zur Tierwelt des mittleren Diluviums. Z. deutsch. geol. Ges. **91**, 432-449, Berlin 1939. - - Das Helmloch bei Eitzelwang (Obpf.) Fund von *Dolomys lenki* HELLER nebst einigen Beobachtungen zur Morphologie der fränk. Alb. Z. deutsch. geol. Ges. **92**, 499-528, Berlin 1940. - - Das Gaisloch bei Münzinghof (Mfr.) mit Faunen aus dem Altdiluvium und aus jüngeren Epochen. N. Jb. Min. Abh. **91** B, 1-34, Stuttgart 1949. - - Die kleine Teufelhöhle bei Pottenstein (Oberfranken). Abh. bayer. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl. N. F. **60**, 46 S., München 1951. - - Die Markgrabenhöhle bei Pottenstein (Oberfranken). Eine Fauna des Altdiluviums mit *Talpa episcopalis* KORMOS u. a. N. Jb. Geol. Paläont. Mh. **1952**, 457-471, Stuttgart 1952. - - Das Schmiedberg-Abri bei Hirschbach (Oberpfalz). Paläont. Z. **33**, 152-165, Stuttgart 1959.
- DEHM, R.: Altpleistocäne Säuger von Schernfeld bei Eichstätt in Bayern. Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. **2**, 17-61, München 1962.
- DUBOIS, A. et STEHLIN, H. G.: La grotte de Cotencher, station moustérienne. Mém. Soc. paléont. suisse **52-53**, 292 S., Bâle (Basel), 1933.
- FEJFAR, O.: The New Species of Field-Mice (Microtinae) in the Bohemian Pleistocene and their Importance for the detailed Stratigraphy. Casopis mineral. geol. **2**, 93-101, Praha 1956. - - Die fossilen Vertreter des Genus *Sicista* GRAY, 1827 auf dem Gebiet der ČSR. Casopis mineral. geol. **4**, 25-35, Praha 1959.
- HELLER, Fl.: Eine Forest-Bed-Fauna aus der Sackdillinger Höhle (Oberpfalz). N. Jb. Min. Beil. Bd. **63** B, 247-298, Stuttgart 1930. - - Fossile Kleinfundenreste aus der Raugrotte im Hersbrucker Jura. Cbl. Min. **1932** B, 349-362, Stuttgart 1932. - - Die Wühlmäuse der Mosbacher Sande. Notizbl. Ver. Erdkde. u. Hess. Geol. L.-A., (V) **14**, 108-116, Darmstadt 1933. - - Eine Forest Bed-Fauna aus der Schwäbischen Alb. Sber. Heidelb. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl. **1936**, 2. Abh., 29 S., Heidelberg 1936. - - Eine neue altquartäre Wirbeltierfauna von Erpfingen (Schwäbische Alb). N. Jb. Geol. Paläont. Abh. **107**, 1-102, Stuttgart 1958/59. - - Zwei altquartäre Kleinsäugetierfaunen aus dem Oberrheingebiet: Hohensülzen bei Worms/Rheinhesen und Pilgerhaus bei Weinheim an der Bergstraße/Baden. Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg **31**, 461-489, Hamburg 1962. - - Eine altquartäre Wirbeltierfauna des unteren Cromerium aus der nördlichen Frankenalb. N. Jb. Geol. Paläont. Abh. **118**, 1-20, Stuttgart 1963. (1963a). - - Ein bedeutendes Quartärprofil in einer Höhlenruine bei Hunas/Hartmannshof (Nördliche Frankenalb). Eiszeitalter u. Gegenwart **14**, 111-116, Ohringen/Württ. 1963. (1963b).

- HINTON, M. A. C.: The British fossil Shrews. *Geol. Mag.* (V) **8**, 529-539, London 1911. - - Monograph of the Voles and Lemmings (Microtinae) living and extinct. **1**, 488 S., London 1926.
- JANOSSY, D.: Die Entwicklung der Kleinsäugerfauna Europas im Pleistozän (Insectivora, Rodentia, Lagomorpha). *Z. Säugetierkd.* **26**, 1-11, Hamburg u. Berlin 1961.
- KAISER, Kh.: Klimazeugen des periglazialen Dauerfrostbodens in Mittel- und Westeuropa. Eiszeitalter u. Gegenwart **11**, 121-141, Öhringen 1960. - - Gliederung und Formenschatz des Pliozäns und Quartärs am Mittel- und Niederrhein, sowie in den angrenzenden Niederlanden unter besonderer Berücksichtigung der Rheinterrassen. Köln und die Rheinlande-Festschr. XXXIII. Deutsch. Geographentag 1961 in Köln, 236-278, Wiesbaden 1961.
- KARRENBERG, H. & QUITZOW, H. W.: Über Hohlraumbildungen und Einstürze in Lössböden als Folge unterirdischer Materialwegführungen. *Geol. Jb.* **71**, 631-642, Hannover 1956.
- KORMOS, Th.: Zur Frage der Abstammung und Herkunft der quartären Säugetierfauna Europas. *Festschr. Embrik STRAND* **3**, 287-328, Riga 1937.
- KRETZOL, M.: Die altpleistozänen Wirbeltier-Faunen des Villányer Gebirges. *Geol. Hungarica, Ser. Palaeont.* **27**, 1-264, Budapest 1956.
- MÜCKENHAUSEN, E.: Über die Geschichte der Böden. *Geol. Jb.* **69**, 501-516, Hannover 1955.
- PIDOPLICHKO, I. G.: Nowye dannye o faune poswonotschnych antropogenowych otloschenij Ternopolskoj oblasti. *Dokl. Akad. Nauk. SSSR.* **100**, 989-991, Moskwa-Leningrad 1955.
- QUITZOW, H. W.: Die Terrassengliederung im Niederrheinischen Tiefland. *Geol. en Mijnbouw, N. S.* **18**, 357-373, s'Gravenhage 1956.
- SOERGEL, W.: Der Klimacharakter der als nordisch geltenden Säugetiere des Eiszeitalters. *Sber. Heidelb. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl.* 1941, 4 Abh., 36 S., Heidelberg 1943.
- TILLMANN, H. & KIRCHOCK, E.: Neuere Untersuchungen im Braunkohlentertiär der Oberpfalz. *Geol. Bavarica* **21**, München 1954.
- VINKEN, R.: Sedimentpetrographische Untersuchung der Rheinterrassen im östlichen Teil der Niederrheinischen Bucht. *Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf.* **4**, 127-170, Krefeld 1959.

Manusk. eingeg. 20. 2. 1966.

Anschrift der Verf.: Prof. Dr. Fl. Heller, Geol. Inst. der Univ., 852 Erlangen, Schloßgarten 5;
Prof. Dr. K. Brunnacker, Geol. Inst. der Univ., 5 Köln, Zülpicher Straße 49.

Die Fauna von Hunas (Nördliche Frankenalb) im Rahmen der deutschen Quartärfaunen

Von FLORIAN HELLER, Erlangen

Mit 1 Abbildung

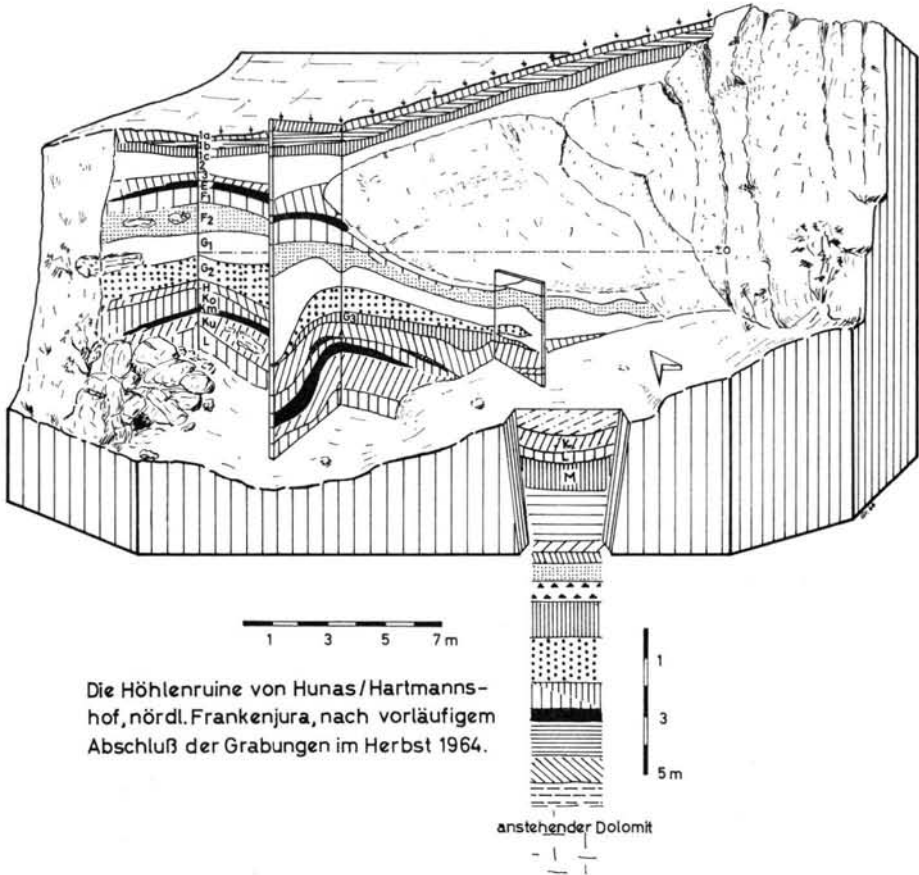
Zusammenfassung. Nach der vorläufigen Einstellung der sich über 9 Jahre erstreckenden Ausgrabungen wird nunmehr eine erste detailliertere Übersicht über die Zusammensetzung der Fauna aus den einzelnen Schichten des insgesamt mit 22,5—23 m Mächtigkeit ermittelten Quartärprofils der Höhlenruine von Hunas (Nördliche Frankenalb) gegeben. Für die Klärung der Altersfrage der gesamten Ablagerungen sind insbesondere die Reste der Kleinsäuger von Wichtigkeit, die sich stellenweise in großer Menge fanden. Unter den Formen, die zu einem guten Teil mit altquartären Arten in Verbindung gebracht werden müssen, bedeuten *Allocricetus bursae* SCHAUB und *Parapodemus coronensis* SCHAUB sicherlich eine regelrechte Überraschung. Bestimmt jünger als die Fauna von Steinheim a. d. Murr, dürfte die Fauna von Hunas im wesentlichen der Riß-Eiszeit mit ihren verschiedenen Abschnitten, sowie dem Riß-Würm-Interglazial angehören.

Summary. After nine years working the excavations of the cave-ruines of Hunas (East of Nuremberg, Bavaria) were interrupted for some time. Now a more detailed account is given of the faunas in the several strata of the Quaternary-profile having a thickness between 22,5 and 23 m. For the determination of the age of the deposits the abundantly found remains of small mammals are of high importance. Among the forms which in many cases must be brought into connexion with old quaternary species, *Allocricetus bursae* SCHAUB and *Parapodemus coronensis* SCHAUB are extremely surprising. Surely being younger than the fauna of Steinheim a. d. Murr, the fauna of Hunas should essentially belong to the Riss glaciation with its different phases and also to the Riss-Würm-Interglacial.

Wer von den Teilnehmern der Deuqua-Tagung 1962 in Nürnberg heute die Höhlenruine Hunas bei Hartmannshof/Ldkr. Hersbruck besuchen würde, müßte wohl erneut über das in weiterer, zweijähriger Grabungsarbeit Erreichte staunen. Von der damaligen Grabungssohle ausgehend, wurden zunächst noch einige Querprofile im Abstand von 1 zu 1 m (insgesamt sind es nunmehr 14) mit einer maximalen Schichtmächtigkeit von nahezu 10 m erschlossen. Das dadurch entstandene große Längsprofil (Abb. 1) zeigt aufs beste den genauen Schichtverlauf: das bergwärtige Einfallen der Verfüllungen, sowie deren Zusammensetzung aus mehreren, miteinander verknüpften Schuttkegeln. Zum Abschluß unserer vorläufig letzten Grabungskampagne wurde schließlich der schon früher in Angriff genommene breite Schlitz, der durch die mächtigen Gesteinsblöcke der tieferen Versturzmassen hindurch den einstigen natürlichen Höhlenboden erreichen sollte, vorangetrieben. Nun erst zeigte sich in vollem Umfange, welch gewaltige Mengen an Schuttmaterial der verschiedensten Größenkategorien den riesigen, im Laufe von Jahrtausenden eingestürzten Hohlraum erfüllen. Der gewachsene Fels des Malmdolomits wurde erst in etwa 12¹/₂ m Tiefe unter einer Schicht von rosa bis rot gefärbten, eingeschlammten Kreidetonen angetroffen, woraus sich eine Mindestmächtigkeit der gesamten Verfüllungsmasse von rund 22,5—23 m errechnet.

Aus den gelegentlich zwischen den großen Versturzböcken auftretenden Partien feinkörnigeren Sedimentmaterials kamen, wie eigentlich erwartet, kaum mehr Reste von Wirbeltieren zum Vorschein, ein Beweis dafür, daß die „Hunaser Höhle“ während der Anfangsphase ihres Zubruchgehens noch keine nennenswerten Verbindungen zur Außenwelt besaß. Soweit es sich um genauer bestimmbare faunistische Fundstücke handelt, werden diese als die ältesten aus dem gesamten Schichtenkomplex natürlich besondere Beachtung verdienen.

Die Ausbeute an paläontologischem und urgeschichtlichem Material aus der bereits bekannten oberen Abfolge des Profils (Schichten D—M) war auch in den beiden letzten



Die Höhlenruine von Hunas/Hartmannshof, nördl. Frankenjura, nach vorläufigem Abschluß der Grabungen im Herbst 1964.

Abb. 1. Das Quartär der Höhlenruine von Hunas/Hartmannshof, nördl. Frankenjura. 1a—c, 2, 3 = Gehängeschutt. Darunter folgt (nur lokal vertreten und in der Abb. nicht dargestellt) kaltzeitlicher Schutt. E, F = Interglazialsedimente. G, H, K, L, M = kaltzeitlicher Schutt (vorwiegend Frost- und Blockschutt). — Unter M folgt in einem Tiefschnitt, der zur Feststellung der Gesamtmächtigkeit der Höhlenverfüllungen bis zum anstehenden Dolomit — dem alten Höhlenboden — niedergebracht wurde, Blockschutt und angeschwemmtes Material (oben zum Teil stark versintert). Diese zumeist fundleeren Ablagerungen sind noch nicht genauer untersucht. — Die kleinen Pfeile entlang der Landoberfläche deuten die einzelnen Grabungsabschnitte an. — Der große Richtungspfeil weist nach Westen.

Jahren überaus beachtlich. Von besonderem Interesse dürfte sein, daß mit Annäherung an den offensichtlich seinerzeitigen Haupt-Höhleingang sich immer zahlreichere Kleinwirbeltierreste (Mikrofauna) einstellten. Recht auffällig waren dabei in einigen Fundniveaus fast ganz aus Froschknochen bestehende Vorkommen. In gewissen Schichten (G, sowie J und K) fanden sich nicht nur nesterartige Anhäufungen von Kleinsäuger-, Fisch-, Amphibien-, Reptil- und Vogel-Resten, sondern stellenweise in mehrfacher Folge übereinander, regelrechte ausgedehnte Knochenlager. Ihr Zustandekommen erklärt sich aus der Akkumulation unzähliger Gewölle von Raubvögeln, die einstmals in den Nischen am Höhleingang nisteten oder diese eigens zum Zweck der ungestörten Abgabe ihres unverdaulichen Kropfenthaltes aufsuchten. Es wird außerdem bewiesen durch noch vollkommen in der ursprünglichen Form erhalten gebliebene einzelne fossile Gewölle. Dem Magen erbeuteter Hühnervögel und anderer Körnerfresser entstammen die zahlreich ge-

fundenen, oftmals schön gerundeten und wie poliert aussehenden Kieselsteinchen, aber auch verschiedene Bruchstücke von Jura-Belemniten, welche als ortsfremd aufgepickt bezeichnet werden müssen, da sie unmöglich aus dem anstehenden Dolomit der Höhlenruine von Hunas ausgewittert sein können.

Paläozoologisch liegt in Hunas somit der keineswegs sehr häufige Fall vor, daß die Gesamtfauuna des Fundplatzes sich nicht auf einen ganz bestimmten zönotischen Typ beschränkt, sondern dem Zusammenwirken verschiedener ökologischer, bio- und thanatozönotischer Faktoren zu verdanken ist. Mit ihrem Schwerpunkt stellt sie, jedenfalls in bestimmten Bereichen des Schichtprofils, ganz besonders aber mehr im Innern der ehemaligen Höhle, eine Bären-Fauna im Sinne KRETZOI's dar. Reste von Hyänen wurden nach wie vor nicht gefunden; Löwe und Wolf sind nur mit spärlichen Belegen vertreten. Die Beimengung von Knochenresten mittelgroßer bis großer Pflanzenfresser, wie Reh, Hirsch, Elch, Pferd, Nashorn und schließlich Boviden, beruht zu einem Teil zweifellos auf völlig natürlichen Vorgängen, indem es sich hierbei um mit dem Gesteinsschutt in die Höhle hineingeratene Skelettelemente verendeter Tiere handelt. Ein weiterer, jedoch unbedeutender Teil dürfte von Raubtieren eingeschleppt worden sein. In jenen Fundschichten aber, in welchen die mehr oder weniger häufig angetroffenen Artefakte, Feuerstellen oder sonstigen Holzkohlenanhäufungen die Anwesenheit des steinzeitlichen Menschen verraten, handelt es sich bei den Knochenresten sicherlich auch um dessen Jagdbeute, bzw. Überbleibsel seiner Mahlzeiten.

Die bereits erwähnten Mikrofauna-Anhäufungen (Raubvogel-Faunen, wiederum im Sinne KRETZOI's) sind im wesentlichen ein Charakteristikum der kleinstückigen Bruchschuttschichten nahe oder unmittelbar am ehemaligen Höhleneingang. Ihre nach einzelnen Horizonten verschiedenartige Zusammensetzung ist für die klimatologische und chronologische Ausdeutung des Gesamtprofils von Hunas von ausschlaggebender Bedeutung.

Die fast ausschließliche „Höhlenbären-Fauna“ in den Schichten E und F mit den hauptsächlichsten Begleitformen Reh, Hirsch und Biber, jedoch ohne eigentliche glaziale oder Steppenelemente, wie z. B. Ren usw., repräsentiert eine typische Waldfauna mit der notwendigen Einweisung in ein Interglazial. Demgegenüber wird der schon auf rein petrographisch-pedologischer Basis ermittelte glaziale Charakter des unterlagernden Bruchschuttkomplexes G unterstrichen durch die im Vergleich zu den Großsäugerformen unbedingt aussagefähigeren Elemente der Mikromammalier-Fauna. Letztere trägt stark ausgeprägten Steppencharakter, wie die vorherrschenden Wühlmäuse, unter ihnen zwar nicht allzu häufig *Lemmus lemmus* L. und ganz vereinzelt *Dicrostonyx* beweisen. Dazu gesellen sich eine *Ochotona*-Art, ein großer *Cricetus cricetus*, Steppenhamster, eine *Talpa*-Art, Vertreter des *Sorex araneus*-Formenkreises, eine kleine *Neomys*-Art, während die südlichen Bereichen zugehörige Gattung *Crocidura* vollkommen fehlt. An kleinen Raubtieren zu erwähnen wären ferner verschiedene Musteliden. Recht gut zu dieser Faunengesellschaft passen schließlich einige wenige Reste von Ren.

Leider liegen aus der petrographisch recht charakteristischen Schicht H, die schon auf Grund ihres Pollendiagrammes nur ein Interstadial repräsentieren kann, relativ wenige Kleinsäugerreste vor, was hinsichtlich weiterer Aussagen zu einer gewissen Vorsicht zwingt. Reichlich finden sich wiederum Kleinwirbeltierreste in der Lehmschicht I und dem darunter folgenden Bruchschutt K, doch lassen sich die einzelnen Faunen bedauerlicherweise nur in Ausnahmefällen auseinanderhalten. Durch die Tatsache, daß der offensichtlich noch nach seiner Ablagerung sehr lose gepackte Bruchschutt allenthalben Zwischenräume aufwies, dürften bereits der jüngeren Lehmschicht zugehörige Faunenelemente zunächst tiefer gesackt sein, wodurch eine Vermischung eintrat. Insgesamt gesehen ergeben sich bei der Durchmusterung des betreffenden Fossilmaterials trotz Anwesenheit der

meisten bereits oben angeführten Kleinsäugerarten doch auch gewisse Unterschiede. Unter den Wühlmäusen sind nämlich auffallend viele Reste einer *Clethrionomys*-Art vorhanden, außerdem nicht gerade selten solche einer kleinen Muriden-Art, welche beide zumindest auf einen etwas stärkeren Baumbestand bzw. eine gewisse Bewaldung der Landschaft hinweisen.

Die geschilderten paläontologischen Befunde am Quartärprofil von Hunas, das über Schichtgliedern mit mehrmaligem Auftreten von Steppenfaunen, wenn auch unterschiedlicher Prägung, eine mehr oder weniger ausgesprochene Höhlenbären-Fauna interglazialen Charakters zeigt, dürften für mitteleuropäische Verhältnisse zweifellos etwas Besonderes darstellen. Jedenfalls stehen sie nach unseren Erfahrungen in absolutem Gegensatz zu den üblichen Abfolgen in jungquartären Höhlenablagerungen, die bekanntlich kaum über das Frühwürm zurückreichen. Die entsprechenden Beweise für höheres Alter, und dies sei gegenüber allenfallsigen Einwänden noch einmal ganz besonders hervorgehoben, sind zunächst in dem ungewöhnlichen Erhaltungszustand, d. h. der stärkeren Verwitterung bzw. Zersetzung aller größeren Knochenreste zu erblicken, wodurch es fast nie gelingt, selbst die kompaktesten Skelettelemente z. B. des Fußes und der Hand völlig intakt zu bergen. Wiederholt wurde vom Verf. in Wort und Schrift aber auch bereits auf die größere Primitivität der mit einem reichhaltigen Material vorliegenden Reste an Höhlenbären hingewiesen.

Ausschlaggebend für die Beurteilung des Alters der Gesamtfauuna erscheinen jedoch die Ergebnisse der Artenbestimmung, die nach Auffindung der reichen Mikrofaunen-Reste besonders vorangetrieben wurde. Im Vordergrund des Interesses steht hier die allgemeine phylogenetische Entwicklungshöhe der Wühlmäuse, d. h. der Arvicoliden bzw. Microtinen, deren Kieferchen zu Tausenden für unsere Untersuchungen zur Verfügung standen. Daß weder Vertreter von Primitivformen wurzelzähniger Gattungen wie z. B. *Promimomys*, *Baranomys* usw., noch solche der evoluerteren *Dolomys* und *Mimomys* vorkommen, verstand sich nach Lage der Dinge eigentlich von selbst. Es fehlen aber auch die *Pliomys*-Arten, die unter den jüngeren Altquartärfaunen von Deutschland jene aus der Sackdillinger Höhle (Opf.), von Erpfingen (Württ.), Hohensülzen (Rheinessen) und selbst aus den Sanden von Mauer bei Heidelberg charakterisieren. Als einzige wurzelzähnige Wühlmäuse kommen in Hunas allein *Clethrionomys*-Formen vor, allerdings in z. T. offenbar noch unbekanntem und vielleicht auch etwas primitiveren Arten. Beherrscht wird das „Wühlmausspektrum“ ohne Frage durch die verschiedenen — auch neuen — Arten von *Microtus*, die oft nur sehr schwer auseinanderzuhalten sind. Dies gilt namentlich für den *Microtus-arvalis-agrestis*-Formenkreis, in welchem auffallend kleinwüchsige Vertreter auftauchen, die man eigentlich nur mit der Art *M. arvalinus* HINT. aus den jüngeren Altquartärbildungen identifizieren kann, zumal gleichzeitig auch einzelne Formen von *M. nivalinus* HINT. und *M. ratticepoides* HINT. vorkommen. Andererseits gibt es gerade von letzteren wiederum großwüchsigeren Typen in allen Übergängen zum echten *M. ratticeps* KEYS. & BLAS. (= *M. oeconomus*) typisch jungquartärer Ablagerungen. In stratigraphischer Hinsicht sind den genannten altertümlischeren *Microtus*-Arten aber auch die nicht gerade häufigen *Pitymys*-Formen anzuschließen, die als *P. arvaloides* HINTON und *P. gregaloides*, bzw. aff. *gregaloides* HINT. (Hohensülzen, Sackdillinger Höhle, Erpfingen) bestimmt wurden. Wesentlich charakteristischer in ihrem Habitus erscheinen die Vertreter der Gattung *Arvicola*. Im allgemeinen kleiner als die typischen jungquartären und rezenten, weisen sie zudem, wenn auch z. T. etwas abgemildert, dasselbe Verhalten der wechselnden Schmelzbanddicke ihrer Molaren auf, welches die ersten aus *Mimomys*-Formen hervorgegangenen altquartären *Arvicola*-Arten kennzeichnet. Die in Hunas geborgenen Reste erinnern in jeder Hinsicht an *A. greenii* HINT. (Erpfingen, Mauer, Mosbach, Pilgerhaus bei Weinheim) und *A. praeceptor* HINT. (Früh-Mittelterrasse der Themse).

Ein recht eigenartiges Bild liefern hinsichtlich ihrer Größenverhältnisse auch die Spitzmäuse der Gattung *Sorex*. Neben einer sehr kleinen Form, wahrscheinlich *S. minutus* L., finden sich, zwar ziemlich selten, mittelgroße Typen, die mit *S. araneoides* HELLER (Sackdillinger Höhle, Erpfingen) gut übereinstimmen; etwas häufiger ist eine Größenkategorie, die *S. subaraneus* HELLER von Erpfingen entspricht. Die zahlreichen noch größeren Vertreter erreichen nicht nur die Maße der jungquartären und rezenten *S. araneus* L., sondern gehen vielfach sogar darüber hinaus. Unter den Musteliden wiederum fällt im Bau des Mandibelknochens die große Ähnlichkeit mit gewissen altquartären Vorläuferformen auf. So lassen sich insbesondere die Kieferchen in der ungefähren Größe rezenter Wiesel praktisch nicht von *Mustela praenivalis* KORMOS (Sackdillinger Höhle, Erpfingen) unterscheiden.

Eine regelrechte Überraschung erbrachte schließlich die Bestimmung der kleinen Steppenhamster und der echten Mäuse, von denen glücklicherweise ein ausreichendes Material zur Verfügung steht. Bei ersteren handelt es sich einwandfrei nicht um den jungquartären *Cricetiscus songorus* PALL. foss., sondern um den altquartären *Allocricetus bursae* SCHAUB (Sackdillinger Höhle, Erpfingen). Die Muriden-Reste, die sich durch kleine Besonderheiten im Bau des Unterkiefers schon von *Apodemus sylvaticus* L. oder *A. flavicollis* MELCH. unterscheiden, repräsentieren auf Grund der charakteristischen Bewurzelung und sonstiger Merkmale ihrer Oberkiefermolaren *Parapodemus coronensis* SCHAUB, eine Art, die bisher nur aus dem jüngeren Altquartär von Brassó (Kronstadt) in Siebenbürgen bekannt wurde. Schließlich scheinen auch die Reste von Zwergpfeifhasen nicht dem gewöhnlichen jungquartären Vertreter *Ochotona pusillus* PALL. anzugehören, sondern einer neuen Art.

Alles in allem dürften diese Ausführungen gezeigt haben, daß in der Mikrofauna von Hunas einwandfrei noch vereinzelt typische Elemente einer älteren, vorangegangenen Tierwelt enthalten sind, die aber mehr und mehr zurücktreten. Das Gros der Arten dagegen wird gebildet von Formen, die gewissermaßen verschiedene Phasen der Umprägung älterer Vorläufer zu jungquartären und rezenten Typen darstellen.

Damit ist bereits der Gesamtcharakter der Fauna von Hunas hinsichtlich ihrer Altersstellung umrissen. Ganz erheblich artverschieden von den Altquartärfaunen mit *Mimomys* (Gundersheim/Rheinhausen, Deinsdorf/Opf., Schernfeld/Mfr., sowie Hohensülzen/Rheinhausen), aber auch von jenen mit reichlich vorkommenden *Pliomys*-Arten (Sackdillinger Höhle, Erpfingen), bestehen selbst noch keine engeren Beziehungen zu den Faunen der Mauerer und Mosbacher Sande, sowie den entsprechenden Ablagerungen am Pilgerhaus bei Weinheim/Bergstraße. Ohne Bedenken wird man sich auch dahingehend äußern dürfen, daß die Gesamtfauna von Hunas sich sogar noch gegenüber jener von Steinheim a. d. Murr als wesentlich jünger erweisen wird. In der Hauptsache der Rißeiszeit mit ihren verschiedenen Abschnitten und dem Riß-Würm-Interglazial zugehörig, wie aus rein quartärgeologischen Gründen bereits seit längerem gefolgert wurde, füllt sie eine bisher noch immer bestehende, empfindliche stratigraphisch-faunengeschichtliche Lücke aus, deren Schließung der allgemeinen Kenntnis vom Ablaufe des Quartärs dienen wird.

Manusk. eingeg. 19. 3. 1965

Anschrift des Verf.: Prof. Dr. Fl. Heller, 852 Erlangen, Schloßgarten 5, Geolog. Institut der Univ.

Beitrag zur Deutung der Terrassen im unteren Werratal*)

Von K. GARLEFF, Göttingen

Mit 3 Abbildungen

Zusammenfassung. In einer Talweitung des unteren Werratales wurden in den Terrassen-Ablagerungen fossile Böden gefunden, die im Zusammenhang mit Sedimentationsfolgen und frostdynamischen Lagerungsstörungen eine Folge von Klima- und Formungsphasen erkennen lassen. Daraus ergibt sich eine von der bisherigen abweichende Datierung und Einordnung der Sedimente. Die Lage der z. T. gut erhaltenen älteren, überlagerten Terrassen-Oberflächen läßt tektonische Bewegungen des Talbereiches im mittleren Pleistozän vermuten.

Résumé. Dans un élargissement de la vallée de la Werra on a trouvé des paléosols dans les sédiments en terrasses. En connection avec les séquences de la sédimentation et des formes de cryoturbation, ces sols fossiles laissent voir une série indiquant plusieurs phases de climat et d'évolution des formes de terrain, qui montrent une datation différente de la datation actuelle. La hauteur des surfaces en terrasses plus anciennes enfouies et bien conservées laisse présumer dans cette partie de la vallée en Pleistocène Moyen des mouvements tectoniques.

Das Problem der Gliederung, Deutung und Datierung der Terrassen im Werra- und Wesertal ist schon mehrfach behandelt worden (GRUPE 1912, 1926; MEINECKE 1913; SIEGERT 1912, 1921; SOERGEL 1927, 1939; CLAASEN 1941; MENSCHING 1953). Eine endgültige Zuordnung und Datierung der einzelnen Talbodenreste wurde jedoch nicht erreicht. Insofern dürften einige Beobachtungen der Mitteilung wert sein, die auf Grund günstiger Aufschlußverhältnisse in einem kleinen Bereich des unteren Werratales in letzter Zeit möglich wurden. Dabei zeigte sich, daß die fluvialen Sedimente durch Relikte fossiler Bodenbildungen gegliedert werden, wie es MÜCKENHAUSEN (1954), BRUNNACKER (1957) und PAAS (1962) schon in anderen Gebieten beobachteten.

Die günstigen Aufschlußverhältnisse bieten sich in der Talweitung des unteren Werratales zwischen dem Ludwigstein und Witzenhausen (Abb. 1). Die von meist trockenen Nebentälchen und Hangmulden gegliederten Talhänge weichen hier bis zu 1,5 km auseinander und geben quartären Talausfüllungen Raum. Im Bereich der quartären Sedimente sind mehrere Flächen in unterschiedlicher Höhenlage zu erkennen (Abb. 1):

1. Die Talaue zwischen 135 und 138 m NN, 1—3 m über dem mittleren Wasserspiegel der Werra,
2. eine Fläche zwischen 138 und 141 m NN, 1—4 m über der Talaue,
3. eine höhere Fläche zwischen 148 und 165 m NN, 12—20 m über der Talaue.

Während die Talaue von den rezenten Hochwässern erreicht wird und aus sandig-lehmigem Material, das MENSCHING (1953) als eine für diesen Bereich des Werratales typische Form des Auelehms anspricht, aufgebaut ist, stehen an der Oberfläche der nächsthöheren Fläche, der Niederterrasse, Sande und Kiese an. Die Oberfläche der 12—20 m über die Talaue aufragenden, von MENSCHING als Mittelterrasse angesprochenen Fläche wird von Feinsanden und lehmigen Sanden aufgebaut, fällt im Gegensatz zu den fast horizontalen, kaum gegliederten Oberflächen der beiden unteren Flächen mit 2—6° zur Werra ein und ist stellenweise von muldenförmigen Trockentälern zertalt. Terrassen in diesen sowie in größeren, relativen Höhenlagen sind von den obengenannten Forschern in weiten Teilen des Werra—Fulda—Weser-Stromsystems kartiert, jedoch in unterschiedlicher Weise gedeutet worden.

Einblicke in den Aufbau der Mittelterrasse gewähren mehrere Sand- und Kiesgruben (Abb. 1) östlich Unterrieden und an der Terrassenkante südlich des Ortes. Im Bereich der

*) Aus dem Geographischen Institut der Universität Göttingen (Direktor Professor Dr. H. POSER). Für gemeinsame Exkursionen ins Untersuchungsgebiet, Diskussionen und Anregungen sei Professor Dr. H. POSER, Dr. J. HAGEDORN und Dr. J. SPÖNEMANN herzlich gedankt.

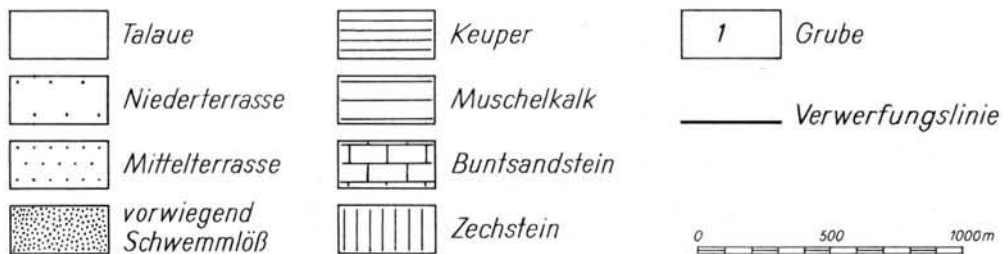
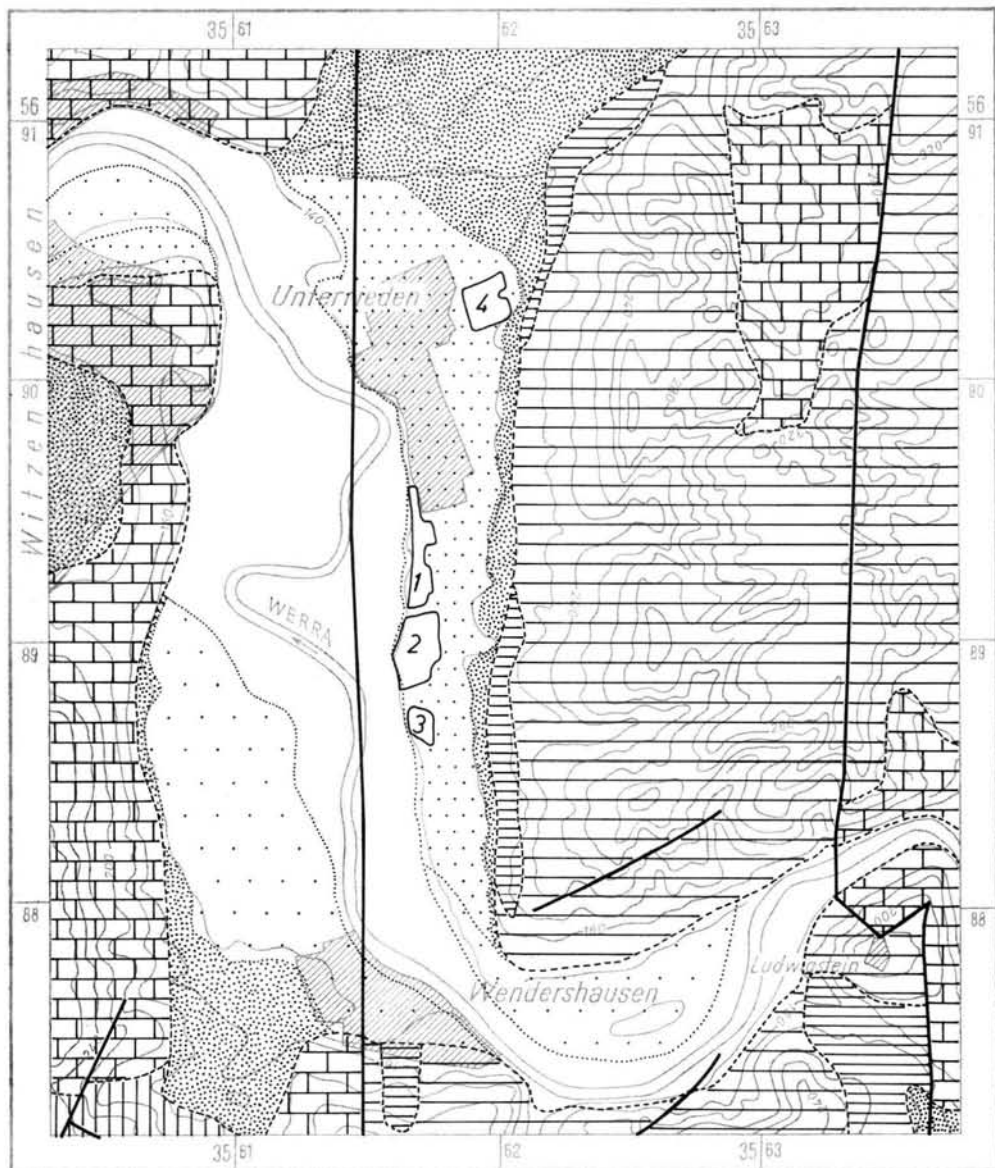


Abb. 1. Das Werratal bei Unterrieden.

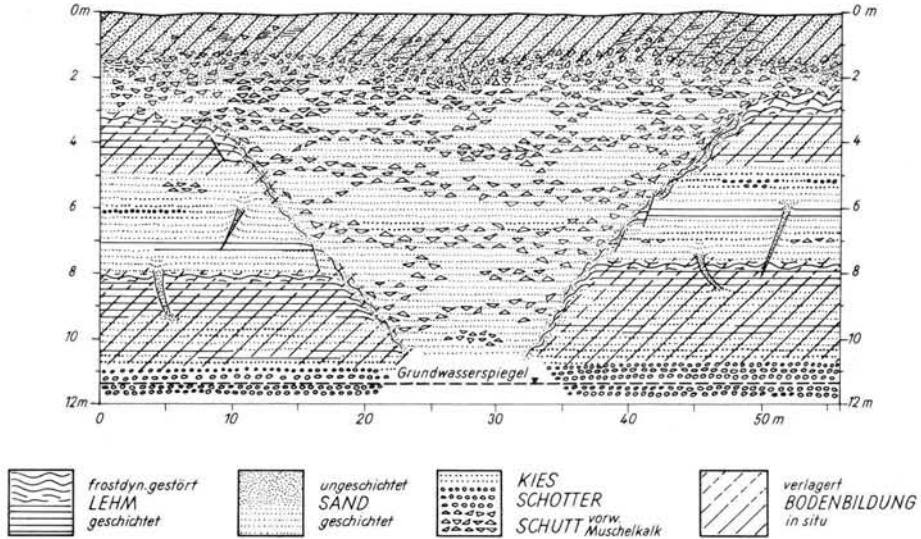


Abb. 2. Aufbau der Mittelterrasse.

Gruben laufen mehrere Seitentälchen und Hangmulden auf der Mittelterrasse aus bzw. setzen sich als flache Mulden auf der Fläche fort. Die Grube 4 liegt im 4—6° zum Fuß des steileren Hanges ansteigenden, oberen Teil der Terrassenfläche.

Der an zahlreichen Stellen der Aufschlüsse beobachtete Aufbau der Terrassenkörper wurde in Abb. 2 zusammengestellt: Unter 0,5—1,5 m von der rezenten Bodenbildung erfaßtem, stellenweise lehmigem Feinsand folgen 1,5—3 m Solifluktions- und Schwemmschutt, der vorwiegend aus nur schwach gerundetem Muschelkalkmaterial (Abb. 3, Morphogr. VI, VII, IX, XI) besteht, dem aber auch Lagen und Linsen meist horizontal geschichteten, gelbbraunen Sandes mit einzelnen kleinen Werrageröllen eingelagert sind. An mehreren Stellen geht der Solifluktions- und Schwemmschutt in die Füllungen talartiger Einschnitte über, die bis unter das Niveau der Talauie in die unterlagernden Sedimente eingreifen. Die bis 8 m mächtigen Tälchenfüllungen zeichnen sich gegenüber den Solifluktions- und Schwemmschuttdecken durch einen höheren Anteil an geschichteten Sanden aus (Abb. 3, Morphogr. der Schotter IV, VIII). Außerhalb der Tälchenfüllungen sind der unteren Partie des Solifluktions- und Schwemmschuttes intensiv frostdynamisch gestörte Schollen von Lehm sowie grusig zerfallenem Kalksteinschutt eingelagert, die dem im Liegenden des Schuttes anstehenden Lehm ähneln. Der Lehm schließt eine bis 5 m mächtige Folge von gelbbraunen, fluvial geschichteten Sanden mit Schichten und Linsen von Lehm, kleineren Werrageröllen und durch Frostsprengung *in situ* zerlegten Muschelkalkschottern (Abb. 3, Morphogr. V, X) ab. Er ist ebenso wie die hangenden Partien der Sande von einer Bodenbildung erfaßt, die den von SCHÖNHALS (1951), MÜCKENHAUSEN (1954), BRUNNACKER (1957) und PAAS (1962) beschriebenen interglazialen Böden ähnelt. Hinweise auf derartige „Verwitterungs- und Verlehmungszonen“ der hangenden Schichten einiger Terrassen im Weser- und Werragebiet geben auch SIEGERT (1921) und SOERGEL (1939). MENSCHING (1953) beschreibt in entsprechender Lage der gleichen Aufschlüsse primären sowie solifluidal verlagerten, rißzeitlichen Löß. Im derzeitigen Bild der Aufschlüsse treten die Lehme jedoch entweder in geschichteter oder in frostdynamisch gestörter Form auf, so daß eine Beteiligung von Löß auf primärer Lagerstätte nicht sicher zu erkennen ist, während ein Anteil verlagerten Lösses durch Funde von *Succinea*-Schalen belegt wird. Das Liegende der Sande unter dem fossilen Boden bilden Lehm- und Tonschich-

ten, deren oberste Zeichen frostdynamischer Beanspruchung und solifluidalen Transportes zeigen. Diese Schichten sowie die im Liegenden folgenden Sande sind wiederum von einer intensiven Bodenbildung geprägt, die der oberen fossilen Bodenbildung ähnlich ist. Stellenweise ist der untere fossile Boden auf Sanden ausgebildet in einer Art, die den von STREMMER (1964) beschriebenen Böden gleicht. Die Sande unter dem unteren fossilen Boden weisen eine Mächtigkeit von 1—3 m auf, sind durch Lehmschichten untergliedert und gehen zum Liegenden in Kiese und grobe Schotter (Abb. 3, Morphogr. I, II, III) über, deren Unterkante nicht aufgeschlossen ist und die in ihrer Zusammensetzung den von MENSCHING (1953) beschriebenen ähneln.

Die bisher geschilderte Abfolge der Sedimente zeigt am tal- und am bergseitigen Rand der Terrasse Abwandlungen: Am 15° geneigten Terrassenhang geht der auf der Terrassenfläche 1,5 bis 3 m mächtige Solifluktsions- und Schwemmschutt in eine nur 0,5 bis 1 m mächtige Solifluktsionsdecke über, die die liegenden Horizonte und Schichten abschneidet. Geschichtete Sande, wie sie im Solifluktsions- und Schwemmschutt häufig sind, kommen in der Solifluktsionsdecke des Hanges nicht vor.

Im Bereich des Überganges der Terrasse zum höheren Gehänge steigt der hier stellenweise gut erhaltene untere fossile Boden mit 6—10° an. Er tritt dabei von Terrassensanden auf fließlöbartiges Material über, in dem mehrere Meter mächtige Gleyhorizonte ausgebildet sind. Der Boden wird stellenweise von 3,5 m mächtigen, geschichteten Sanden überlagert, die in ihrem liegenden Teil durch verschwemmtes Bodenmaterial streifig angefärbt sind und hangaufwärts auskeilen. Der Boden ist hier stark frostdynamisch gestört, in Schuppen und Schollen verlagert oder teilweise gekappt bis völlig abgetragen.

Die im Aufbau der Terrasse erkennbaren Akkumulations-, Erosions- und Bodenbildungsphasen weisen auf zumindest teilweise klimatisch bedingten Wechsel der Gestaltungs-

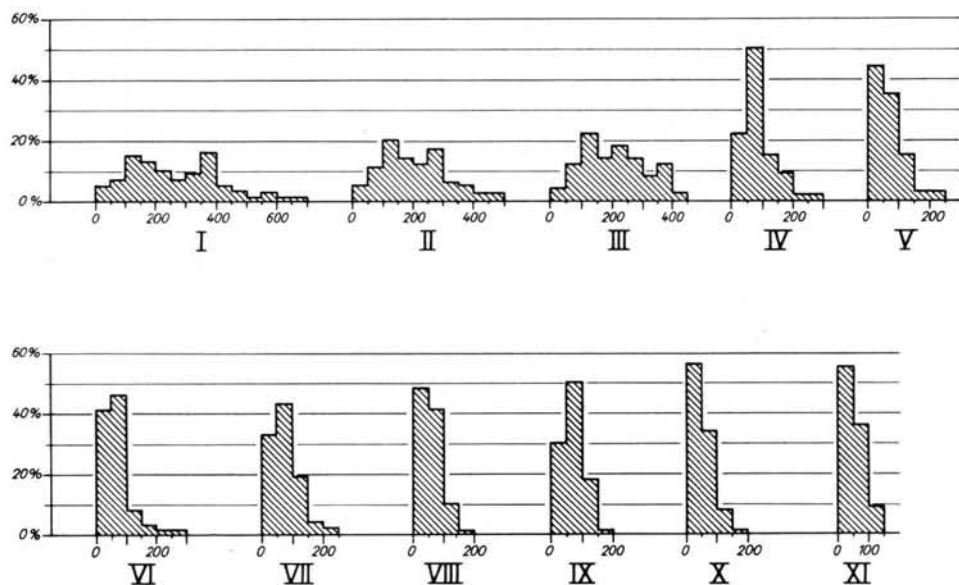


Abb. 3. Zurundungs-Morphogramme. Index nach CAILLEUX (1952), Methode nach POSER & HÖVERMANN (1952). — I = Basisschotter aus Grube 4; II = Basisschotter aus Grube 2 N-Teil; III = Basisschotter aus Grube 2 Mitte; IV = Schotter aus unterem Teil der Tälchenfüllung in Grube 1; V = Schotterlage aus fluvialen Sanden in Grube 2; VI = Solifluktsions- und Schwemmschutt aus Grube 3; VII = Solifluktsions- und Schwemmschutt aus dem oberen Teil der Schuttdecke in Grube 3; VIII = Solifluktsions- und Schwemmschutt aus Grube 4; IX = Solifluktsions- und Schwemmschutt aus Grube 3; X = Schotter aus fluvialen Sanden aus Grube 4; XI = Solifluktsions- und Schwemmschutt außerhalb der Tälchenfüllung in Grube 2.

phasen hin. Von den älteren zu den jüngeren fortschreitend sind folgende Phasen zu erkennen:

1. Erosionsphase, in deren Verlauf das Werratal bis zur Unterkante der liegenden groben Schotter ausgeräumt wurde, d. h. bis unter das Niveau der heutigen Talau.
2. Akkumulationsphase, in der Schotter, Sande und Lehme bis zu einer Höhe von 3—6 m (im Bereich des Talrandes noch höher) über dem Talauen-Niveau abgelagert wurden.
3. Erosionsphase, die eine Relieferung der Oberfläche des Akkumulationskörpers bewirkte.
4. Phase chemischer Verwitterung und biologischer Aktivität, während der sich der untere fossile Boden entwickelte.
5. Phase starker Hangabspülung und solifluidaler Bewegung, in deren Verlauf Teile des unteren fossilen Bodens abgetragen und dieses Material stellenweise wieder sedimentiert wurde. Der kontinuierliche Übergang dieser Sedimente aus verlagertem Bodenmaterial zu der hangenden Sedimentationsfolge von Sanden mit Werrageröllen und Muschelkalkschottern bis zum erneuten Abschluß mit Lehmen zeigt in Verbindung mit syngenetischen Froststrukturen und den *in situ* zerlegten Kalkschottern, daß Abtragung und Ablagerung des Bodenmaterials den Beginn einer kaltzeitlichen Formungsphase kennzeichnen.
6. Erosionsphase, die den Akkumulationskörper trockenfallen ließ.
7. Phase chemischer Verwitterung und biologischer Aktivität, die die Entwicklung des oberen fossilen Bodens ermöglichte.
8. Erosionsphase, in der der obere fossile Boden durch frostdynamische Prozesse weitgehend zerstört und verlagert wurde. Im Bereich der Tälchen wurden die Sedimente und Böden der vorhergehenden Phasen bis in Tiefen ausgeräumt, die einen Verlauf der Werra im oder unter dem heutigen Niveau anzeigen. Wie weit dieser Ausräumung in der Phase 6 vorgearbeitet wurde, läßt sich infolge der völligen Vernichtung des oberen fossilen Bodens im Tälchenbereich nicht entscheiden.
9. Akkumulationsphase, in der die Tälchen mit Solifluktsions- und Schwemmschutt aufgefüllt wurden, in der die Schuttdecke auf der Terrassenfläche abgelagert wurde und in der auch die Ablagerung der Niederterrassenschotter erfolgt sein muß. Nach der Zusammensetzung und Struktur des Solifluktsions- und Schwemmschuttes handelt es sich um Material, das vorwiegend den höheren Muschelkalkhängen entstammt, dem aber auch Bestandteile älterer, höherer Terrassen beigemischt sind und das in hohem Grade durch Hangabspülung und Schwemmschuttverlagerung transportiert wurde, d. h. durch Prozesse, auf deren überragende Wirksamkeit unter bestimmten kalkklimatischen Verhältnissen schon MORTENSEN (1931) und POSER (1932, 1936) hingewiesen haben. Die Beteiligung unterschiedlicher Prozesse am Transport drückt sich auch in den Morphogrammen aus (Abb. 3, Nr. IV, VI—IX, XI), die zum Teil Anzeichen für fluviale Abrollung, zum Teil aber auch für solifluidalen Transport bieten.
10. Erosionsphase, in der die Niederterrassenschotter zum Teil wieder ausgeräumt wurden. Im Verlauf dieser Erosion wurden teilweise auch ältere Schotterkörper angeschnitten, so daß hier erneut steilere Hänge entstanden. Der Übergang der in Phase 9 abgelagerten Schuttdecke in die geringmächtigere, vermutlich stärker durch Solifluktion als durch Spülprozesse geprägte Schuttdecke dieser Hänge zeigt, daß mindestens ein Teil dieser Erosionsphase noch unter Bedingungen stand, die kaltzeitliche Bodenversetzung ermöglichten.

11. Phase chemischer Verwitterung und biologischer Aktivität, in der sich der rezente Boden entwickelte und in der nach MENSCHING (1953) die hangenden Sande und sandigen Lehme als Schwemmsedimente abgelagert wurden.

Der mehrfache Wechsel von Akkumulations-, Erosions- und Bodenentwicklungsphasen läßt mehrfachen Wechsel der klimatischen Verhältnisse erkennen. Durch die Art der Ablagerung werden drei Kaltzeiten belegt, die charakterisiert sind durch fluviale Sedimentationsfolgen, Solifluktions- und Schwemmschuttdecken sowie frostbedingte Lagerungsstörungen. Zwischengeschaltet bzw. nachfolgend treten drei durch Bodenbildungen repräsentierte Warmzeiten hervor. Die Phasen der Bodenentwicklung müssen dem Holozän, der letzten und der vorletzten Warmzeit zugeordnet werden. Die kaltzeitlichen Formungsphasen 8—10 gehören demnach der letzten Kaltzeit an. Die Phasen 5 und 6 repräsentieren die vorletzte Kaltzeit. Die Phasen 2 und 3 müssen dementsprechend in die drittletzte Kaltzeit gestellt werden, während die Datierung der Phase 1 unsicher bleibt.

Da die Verknüpfung der einzelnen Terrassenreste im Werra-Weser-System bis zu ihrer Verzahnung mit glazifluvialen und glazigenen Bildungen noch unsicher ist, kann nicht entschieden werden, mit welchen Eisrandlagen die im Aufbau der Terrassen erkennbaren Kaltzeiten zu parallelisieren sind.

Die durch Sedimentationsfolgen und Bodenentwicklungen belegte Zuordnung des Akkumulationskörpers der Mittelterrasse dieses Talbereiches zu 3 Kaltzeiten geht über die von MENSCHING (1953) erkannte Beteiligung der Sedimente zweier Kaltzeiten am Aufbau der Terrasse hinaus.

Eine Untergliederung der einzelnen Kaltzeiten in unterschiedliche Formungsphasen ist besonders für die letzte Kaltzeit zu erkennen, insofern als hier eine Erosionsphase der beginnenden Kaltzeit, eine darauf folgende Akkumulationsphase und eine Erosionsphase der ausklingenden Kaltzeit deutlich hervortreten, wobei die zweite Erosionsphase mindestens zeitweilig noch unter klimatischen Bedingungen abließ, die Möglichkeiten zu solifluidalen Prozessen boten. Eine spätkaltzeitliche Erosions- und Solifluktionsphase kann auch für die zweit- und drittletzte Kaltzeit rekonstruiert werden: Über die durch die Erosionsphase der ausklingenden Kaltzeit reliefierte Oberfläche des kaltzeitlichen Akkumulationskörpers lagert sich randlich fließlößartiges Solifluktionsmaterial, anschließend entwickelt sich in der folgenden Warmzeit auf beiden Sedimenten ein Boden.

Ein besonderes Problem bildet die im Vergleich mit benachbarten Talbereichen ungewöhnliche Lage der Oberflächen der pleistozänen Akkumulationskörper. Die durch fossile Bodenbildung gekennzeichnete Oberfläche des Akkumulationskörpers der drittletzten Kaltzeit liegt in der Talmitte 4—6 m unter der nächstjüngeren Terrassenfläche. Diese Verhältnisse sowie MENSCHINGS Beobachtung, derzufolge die Basis der Schotter seiner Oberen Mittelterrasse bei Witzenhausen etwa 15 m tiefer liegt als vergleichbare Vorkommen, stützen die Vermutung, daß in diesem Talbereich mit tektonischen Bewegungen während des Pleistozäns zu rechnen ist. Auch die Ausbildung des Akkumulationskörpers der vorletzten Kaltzeit, der im Gegensatz zu den im unteren Teil grobe Schotter und Kiese enthaltenden Sedimenten der anderen Kaltzeiten fast ausschließlich aus feinen Sanden besteht, könnte auf Veränderungen der Transport- und Sedimentationsbedingungen durch tektonische Bewegungen beruhen.

Hinweise auf pleistozäne Tektonik in der weiteren Umgebung in Form von Hebungen des Unterwerrasattels, Senkungen in den südniedersächsischen oder nordhessischen Grabenbereichen oder über Salzablaugungsgebieten geben v. LINSTOW (1929), BRINKMANN (1932), SCHMIDT (1938), CLAASEN (1941), WUNDERLICH (1955), MURAWSKI (1960) und LOHMANN (1960). Bei Berücksichtigung der Lage des Gebietes in der Fortsetzung des Leinetalgrabens und in unmittelbarer Nachbarschaft der Unterwerra-Achse gewinnt die Annahme pleistozäner tektonischer Bewegungen weiterhin an Wahrscheinlichkeit. Eine mittelpleistozäne Senkung des Gebietes würde die Deutung der Lage der Terrassenober-

flächen sowie der stellenweise außergewöhnlich guten Erhaltung der älteren Terrasse erleichtern. Lage und Form der Akkumulationskörper der zweit- und drittletzten Kaltzeit deuten auf eine tektonische Senkung im Bereich der Talweitung nach der Sedimentationsphase 2 hin. In welchem Maße eine derartige Senkung die ausgeschiedenen, zunächst klimatisch erklärten Formungsphasen beeinflusst haben könnte, ist im einzelnen nicht abzusehen, solange Zeitraum und Ausmaß der vermuteten tektonischen Bewegungen nicht näher eingegrenzt werden können. Bei dem Vergleich mit den entsprechenden Formungsphasen anderer Talstrecken sowie bei Berücksichtigung der Wiederholung der Formungstendenzen im Wechsel der Warm- und Kaltzeiten kann man der vermuteten tektonischen Senkung nur eine Auswirkung auf das Ausmaß der einzelnen Erosions- und Akkumulationsvorgänge zubilligen, nicht dagegen auf die allgemeine klimatisch bedingte Tendenz der Phasen.

Zitierte Schriften

- BRINKMANN, R.: Morphogenie und jüngste Tektonik im Leinetalgrabengebiet. Abh. preuß. geol. L.-A., N. F., **139**, 1932.
- BRUNNACKER, K.: Die Geschichte der Böden im jüngeren Pleistozän in Bayern. *Geologica Bavarica*, **34**, 1957.
- CAILLEUX, A.: Morphoskopische Analyse der Geschiebe und Sandkörner und ihre Bedeutung für die Paläoklimatologie. *Geol. Rdsch.* 1952.
- CLAASEN, K.: Die Flußterrassen des Werratales zwischen Bad Sooden-Allendorf und Hann.-Münden. *Arch. f. Landes- u. Volkskunde v. Niedersachsen*, 1941.
- GRUPE, O.: Die Flußterrassen des Wesergebietes und ihre Altersbeziehung zu den Eiszeiten. *Z. deutsch. geol. Ges.* **64**, 1912. - - Tal- und Terrassenbildung im Gebiet der Werra-Fulda-Weser und Soergels „Gliederung und absolute Zeitrechnung des Eiszeitalters“. *Geol. Rdsch.* **17**, 1926.
- LINSTOW, O. v.: Jugendliche Bewegungen im Bereich der Weser am Fuße des Sollings. *Z. deutsch. geol. Ges.* **81**, 1929.
- LOHMANN, H. H.: Zum Bau des Oberweserberglandes zwischen Hannoversch-Münden und Karlsruhen. *Diss. Hamburg* 1960.
- MEINECKE, F.: Über die Entwicklungsgeschichte des Werratales. *Mitt. Sächs.-Thür. Ver. f. Erdkde Halle/S.* **37**, 1913.
- MENSCHING, H.: Die periglaziale Formung der Landschaft des unteren Werratales. *Gött. geogr. Abh.* **14**, 1953.
- MORTENSEN, H.: Einige Oberflächenformen in Chile und auf Spitzbergen. *Peterm. Mitt. Erg. H.* **209**, 1930.
- MÜCKENHAUSEN, E.: Fossile Böden im nördlichen Rheinland. *Z. f. Pflanzenernähr., Düng. u. Bodenkd.* **65** (110), 1954.
- MURAWSKI, H.: Das Zeitproblem bei der Tektogenese eines Großgrabensystems. *Notizbl. hess. L.-A. f. Bodenforsch.* **88**, 1960.
- PAAS, W.: Rezente und fossile Böden auf niederrheinischen Terrassen und deren Deckschichten. *E. u. G.* **12**, 1962.
- POSER, H.: Einige Untersuchungen zur Morphologie Ostgrönlands. *Medd. om Grönland* **94**, Nr. 5, 1932. - - Talstudien aus Westspitzbergen und Ostgrönland. *Z. f. Gletscherkd.* **24**, 1936.
- POSER, H. & J. HÖVERMANN: Beiträge zur morphometrischen und morphologischen Schotteranalyse. *Abh. braunsch. wiss. Ges.* **4**, 1952.
- SCHÖNHALS, E.: Fossile gleyartige Böden des Pleistozäns im Usinger Becken und am Rand des Vogelsberges. *Notizbl. hess. L.-A. f. Bodenforsch.*, F. VI, H. 2, 1951.
- SIEGERT, L.: Über die Entwicklung des Wesertales. *Z. deutsch. geol. Ges.* **64**, 1912. - - Beiträge zur Kenntnis des Pliozäns und der diluvialen Terrassen im Flußgebiet der Weser. *Abh. preuß. geol. L.-A., N. F.* **90**, 1921.
- SOERGEL, W.: Zur Entwicklung des Werra-Weser- und des Ilm-Saale-Systems. *Geol. Rdsch.* **18**, 1927. - - Das diluviale System. *Fortschr. Geol. u. Pal.* **XII**, **39**, 1939.
- STREMME, H.: Die Warmzeiten vor und nach der Warthe-Eiszeit in ihren Bodenbildungen bei Böxlund (westl. Flensburg). *N. Jb. Geol. Pal., Mh.*, 1964.
- WUNDERLICH, H. G.: Jüngste Tektonik im Gebiet des Leinetalgrabens. *Geol. Rdsch.* **43**, 1955.

Manusk. eingeg. 5. 7. 1966.

Anschrift des Verf.: K. Garleff, 34 Göttingen, Herzberger Landstraße 2, Geogr. Inst.

Grobgeschiebestatistik als Hilfsmittel bei der Kartierung eiszeitlicher Halte

Von ERNST TH. SERAPHIM, Sennestadt

Mit 1 Abbildung

Zusammenfassung. Zu den Zielen der Eiszeitforschung gehört das Erfassen der Stillstandslagen des nordischen Inlandeises. Im Tiefland haben sich dabei Morphologie und Leitgeschiebestatistik bewährt. In mittelgebirgigen Landschaften setzen erosive Abtragung der Moränen und fluviatile Umlagerung von Geschieben der Anwendung dieser Methoden oft enge Grenzen.

Hier bietet sich als zusätzliche Methode die Grobgeschiebestatistik an. Danach lassen sich glaziale Halte auch aus der Ansammlung von fluviatil nicht transportablen groben nordischen Blöcken in schmalen Streifen im Gelände ablesen.

Der Beitrag befaßt sich weiterhin mit den kritischen Einschränkungen des Aussagewertes der Methode, vor allem in Relation zu den herkömmlichen Verfahren. Einige Hinweise sollen der praktischen Arbeit mit der Grobgeschiebestatistik im Gelände dienen.

Summary. One of the aims of Ice Age research is the mapping of the still-stand positions of northern inland ice. The characteristics and statistical analysis of Scandinavian indicator boulders have proved their worth in the North German lowlands but over the mountainous terrains (to the south) erosive denudation of the moraines and the redistribution of the boulders by streaming water narrow the use of the method. In this latter case statistical work on particularly large boulders is a useful supplement. The location of still-stand positions can be derived from the concentrations of these erratics in lines on the ground, for they were too large to be moved by flowing water. Critical reservations on the scope of the method are discussed and its use tied in to that of the traditional ways. Some hints are offered on the practice of the method.

Zahl und Verlauf eiszeitlicher Halte gebührt besondere Beachtung, da ihre Kenntnis zur Auflösung des gesamtpleistozänen Geschehens in Unterabschnitte, aber auch zur Beurteilung der Größenordnung dieser Abschnitte wertvolle Beiträge leisten kann. Deshalb ist es ein Ziel der Quartärgeologie, Methoden zu ersinnen, mit deren Hilfe die eiszeitlichen Halte erfaßbar werden.

Anfangs vertrat man die Ansicht, daß nur die sogenannten Endmoränen als Äquivalente eiszeitlicher Halte anzusehen seien. Bei ihnen handelt es sich im allgemeinen um mehr oder minder deutlich entwickelte, im ganzen eisrandparallel verlaufende, gestreckte Höhenzüge aus ungeschichtetem nordischen und lokalen Moränenmaterial. Da ihre Kartierung sich auf vorgefundene Geländeformen stützt, kann man dieses Verfahren als *morphologische Methode* bezeichnen.

Mit Hilfe ihrer ist es vor allem GRIPP und WOLDSTEDT in Schleswig-Holstein und im norddeutschen Tiefland, THOME am Niederrhein gelungen, eine Reihe von Einzelvorstößen des Eises zu kartieren, die insgesamt den Eindruck reger Oszillation des Gletscherandes während des Saale- und Weichselglazials hervorrufen. Andererseits hat die lückenhafte Entwicklung vieler Endmoränenzüge schon bald deutlich gemacht, daß Aussagen über großräumliche Zusammenhänge bei Beschränkung auf diese Methode nur schwer zu treffen sind. Entsprechend weist GRIPP (1954, S. 83) darauf hin, daß „ein wenige Meter hoher flacher Rücken zur gleichen Endmoräne gehören kann wie eine benachbarte 40 oder gar 70 m hohe Stauchmoräne.“ Die morphologische Kartierung kann den ehemaligen Verlauf eines Eisrandes deshalb bestenfalls „nur aus der gesamten Gelände-Gestalt: Richtung der Rücken, Verhältnis zum Zungenbecken und zu den ... Aufhänge-Punkten der Endmoränen-Bögen“ ableiten.

Eine zweite Methode zur Kartierung eiszeitlicher Halte ist die *Leitgeschiebestatistik*. Sie geht davon aus, daß pleistozäne Ablagerungen eines Gebietes, die aus

ein und demselben Eisvorstoß resultieren, in ihrer Geschiebefracht gegenüber solchen vorausgegangener, nachfolgender und benachbarter Vorstöße des Inlandeises vielfach differieren. Ihre Anwendung setzt die Kenntnis der Herkunftsgebiete einer möglichst hohen Zahl von Geschieben voraus. Die methodische Anwendung dieser Kenntnisse ist besonders durch HESEMANN, K. RICHTER und LÜTTIG gefördert worden.

Ein Vorteil dieser Methode liegt in der Unabhängigkeit von der Frische der Geländeformen. Andererseits differieren Eisloben verschiedener Gebiete bzw. Zeitabschnitte doch nicht stets in ihrer Geschiebefracht so deutlich, wie es zur Unterscheidung ihrer Ablagerungen wünschenswert wäre. Vor allem die Aufnahme älteren pleistozänen Materials durch jüngere Vorstöße des Inlandeises vermag die Grenzlinien der Geschiebefamilien sekundär wieder zu verwischen. Zudem ist die Häufigkeit, mit der Leitgeschiebe auftreten, beschränkt, und auch die statistische Natur der Aussage dieser Methode geht notwendig zu Lasten der Eindeutigkeit der Ergebnisse. Schließlich sind viele Leitgeschiebe nur von geringer Größe und daher fluvial relativ leicht umzulagern.

Dennoch hat sich das leitgeschiebestatistische Verfahren vielfach bewährt und eine wertvolle Ergänzung — und manchmal auch Korrektur — der Ergebnisse der morphologischen Methode erbracht.

Besondere Schwierigkeiten stellen sich der Anwendung beider Methoden dort entgegen, wo ein bewegtes Relief Abtragung und Umlagerung der Moränen beschleunigt. Hier, das heißt praktisch im Gebiet der deutschen Mittelgebirge, soweit diese vom nordischen Inlandeis überfahren wurden, findet man auf ausgedehnten Flächen nur noch vereinzelt nordisches Material, das noch nicht umgelagert und zugleich reich an Leitgeschieben ist. Das gilt um so mehr, als es sich hier um Bildungen der Saale- und vorsaalischer Kaltzeiten handelt, so daß auch der Zeitfaktor die fortgeschrittene Abtragung der Moränen im Verhältnis zu Norddeutschland erklären hilft.

Hier nun bietet sich nach Auffassung des Verfassers als zusätzliches Hilfsmittel die *Grobgeschiebestatistik* an. Während einer mehrjährigen, gründlichen Begehung weiter Teile der erwähnten mittelgebirgigen Landschaften habe ich zunehmend den Eindruck gewonnen, daß die Transportkraft des fließenden Wassers bei stark bewegtem Relief zwar vielfach ausgereicht hat, das gesamte feinere Material der Moränen (Endmoränen und Grundmoräne) abzutragen, nicht jedoch deren größte Bestandteile, die deshalb als Grobskelett auf das Liegende projiziert worden sind. Bei der Kartierung der verbliebenen Grobgeschiebe hat sich zudem gezeigt (SERAPHIM 1962), daß diese sehr ungleichmäßig gestreut sind. Aus einer grobgeschiebearmen Landschaft, die den Regelfall darstellt, heben sich wenige schmale Geländestreifen mit außerordentlich dichter Geschiebestreuung ab. Dies wird um so deutlicher, je radikaler die Skelettierung der Moräne selbst, aber auch die Abtragung von Nachschüttungssanden, Flottsand, Löß usw. fortgeschritten ist. Die Breite dieser Dichtestreifen beträgt, je nach Geländeform, wenige hundert Meter bis über 2 km. Sie ist um so geringer, je steiler, jedoch um so größer, je flacher die Hangwinkel verlaufen. Sie entspricht auffällig derjenigen von morphologisch erfaßbaren Endmoränen glazialer Halte. Die Abgrenzung ist nach innen, d. h. gegen die Richtung, aus der das Eis floß, meist weniger scharf als gegen den Außenrand.

In ihrer Längserstreckung sind die Dichtestreifen in Bogen angeordnet, die sich gegen die Herkunftsrichtung des Eises, d. h. NW bis NE öffnen. Die Spannweite an den Aufhängepunkten, die mit Erhebungen im Gelände zusammenfallen, beträgt 5 bis 10 km. Lücken im Verlauf der Dichtestreifen sind nur dort aufgetreten, wo Flußläufe mit ihrer Niederterrasse oder holozänen Alluvionen (Werre, Bega, Hase), wo eine starke Lößdecke oder wo Nachschüttungssande die tieferliegende, aber durch Bohrungen vielfach nachgewiesene Moräne bzw. deren Skelett verdecken.

Bei der Kartierung wurden nur Geschiebe oberhalb einer Mindestgröße von 40 cm berücksichtigt. Sie entspricht einem Erfahrungswert, der bei besonders starker Relief-

energie, z. B. innerhalb des Teutoburger Waldes, ermittelt wurde: dort liegt der Durchmesser der nordischen Geschiebe ganz überwiegend über 40 cm, während alle feineren Fraktionen bereits weitgehend ausgeschwemmt sind und zum Teil ganz fehlen. Andersorts, z. B. in der Herforder Liasmulde, liegt der Grenzwert zwischen den erosiv überwiegend entfernten und den von der Erosion nicht mehr erfassbaren Fraktionen tiefer.

Innerhalb der Dichtestreifen wurde eine mittlere Streu pro qkm von 860 Blöcken oberhalb der angegebenen Größenordnung von 40 cm ermittelt; in Gebieten der Scharung mehrerer Dichtestreifen — z. B. an den Flanken von Bonstapel, Seel-Berg und Saal-Egge südlich von Vlotho — steigt die Streudichte auf mehr als 2300 Grobgeschiebe pro qkm. Außerhalb der Streifen werden durchschnittlich nur 8 Blöcke pro qkm erreicht.

Diese Dichtestreifen nordischer Grobgeschiebe werden als projizierte Grobskelette glazialer Halte verstanden! In Gebieten mit geringer Blockstreu handelt es sich demgegenüber um die Projektion von Grobgeschieben einer geringmächtigen Grundmoräne.

Die Anreicherung der Grobgeschiebe kann nicht Folge von Solifluktion sein. Bei Hanglage eines Dichtestreifens wurde stets beobachtet, daß nicht nur ober-, sondern auch unterhalb des Streifens nur wenige Grobgeschiebe lagen. Einwirkungen von Solifluktion wurden nur auf tonigem Untergrund festgestellt, während Sandstein und Kalk — wohl auf Grund ihrer Wasserdurchlässigkeit — kaum Solifluktion aufkommen lassen, die Grobgeschiebe mit sich führt. Da den Tonvorkommen in der Schichtstufen- und Schichtrippenlandschaft Nordwestfalens und Südniedersachsens ohnehin bereits im Präglazial die Tal-lage zugewiesen war (gelegentlich auf dem Wege der Reliefumkehr), kommt hier der solifluidalen Dislokation von Grobgeschieben kaum Bedeutung zu.

Eine oberflächenhafte Anreicherung von Grobgeschieben vermag allerdings dort einzutreten, wo Grundmoräne in außergewöhnlicher Mächtigkeit zur Ablagerung gelangt ist. In Vertiefungen des präsaalezeitlichen Reliefs sind Mächtigkeiten der Grundmoräne bis zu 10 m in der Herforder Liasmulde, z. B. bei Braunenbruch unweit Detmold, tatsächlich angetroffen worden. Jedoch handelt es sich bei diesen Ausnahmerecheinungen gerade um solche Vorkommen von Grundmoräne, die wegen ihres Bezuges zum Relief auch heute noch vor Abtragung und damit Skelettierung geschützt sind. Lediglich anlässlich ihrer Ausbeute durch Ziegeleien wird der Geschiebegehalt ersichtlich.

Abwegig wäre der Gedanke, die kartierten Dichtestreifen seien erst durch den Einfluß des Menschen, wenn auch unabsichtlich, verursacht. Sie existieren vielmehr trotz der Veränderungen, die der Mensch in der Landschaft geschaffen hat.

Was die Grobgeschiebestatistik zu leisten vermag, ergibt sich nicht zuletzt aus dem Vergleich mit den Ergebnissen der anderen Methoden. Freilich schließen sich im allgemeinen morphologische und grobgeschiebestatistische Methode gegenseitig aus, da die Projektion der Geschiebe im Tiefland nicht hinreichend stattfindet, im Mittelgebirge jedoch die Moränen oft so weit abgetragen sind, daß sie morphologisch nicht mehr hinreichend in Erscheinung treten. Gerade in der räumlichen Ausschließlichkeit beider Methoden liegt ja die Hoffnung begründet, daß zu den „klassischen“ Gebieten der Pleistozänforschung im niederdeutschen Raum neue Arbeitsgebiete treten.

Für den in Abb. 1 dargestellten Raum südöstlich von Bielefeld ist über drei Jahrzehnte die Auffassung BÄRTLING's maßgeblich gewesen, nach der das Inlandeis nach dem Rückzug aus dem Münsterland „noch einmal in Westfalen in einen Gleichgewichtszustand“ kam, der „zur Aufschüttung einer bedeutenden Endmoräne führte, die auf und zwischen den südlichsten Kuppen und Kämmen des Teutoburger Waldes verläuft“ (BÄRTLING 1920, S. 11). Allerdings finden sich die von BÄRTLING zum Beweis angeführten „geschiebereichen Sandberge“ nur in dem nordwestlich von Bielefeld gelegenen Abschnitt des Teutoburger Waldes zwischen Lengerich und Halle i. Westfalen. In dem südöstlich von Bielefeld gelegenen Abschnitt fehlen derartige, morphologisch erfassbare Geländeformen; dennoch

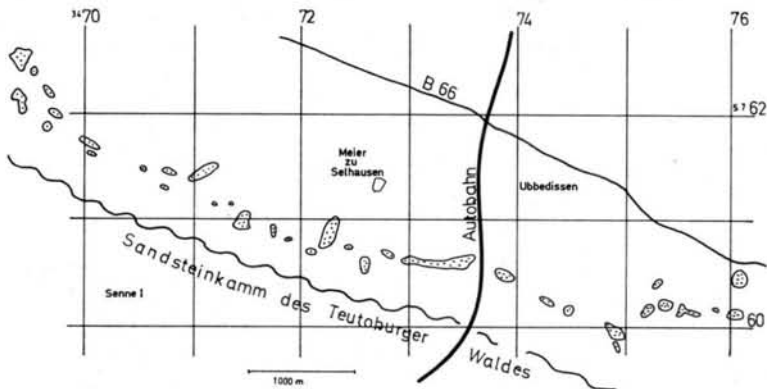


Abb. 1. Der Lämershagener Bogen des Osning-Halts in der Topographischen Karte (nach Bl. Brackwede der Karte 1 : 25 000). Punktierte Flächen = gehäuftes Auftreten nordischer Grobgeschiebe (z. T. auf Grund von Auskünften rekonstruiert).

meint BÄRTLING, „daß der Eisrand auch hier lange mit den südlichsten Kämmen des Gebirges zusammenfiel.“ KELLER (1952 u. a.) hat im übrigen später nachgewiesen, daß auch die zwischen Lengerich und Halle vor der Münsterlandseite der Pässe liegenden, von BÄRTLING als Reste der Osning-Endmoräne (Osning = Teutoburger Wald) gedeuteten geschiebereichen Sandberge fluviatile Bildungen verschiedenen Typs, aber keine Endmoränen sind.

Bis in die Gegenwart bedeutsam ist jedoch die Tatsache geblieben, auf die auch BÄRTLING hinweist, daß ein deutlicher „Gegensatz der ... Grundmoränenlandschaft nördlich des Gebirges zu den ... Heidesandflächen auf der Südseite“ besteht. Dies ist es denn auch, was BÄRTLING ermutigt, den Verlauf des Eisrandes auch südöstlich von Bielefeld noch auf der Linie des Teutoburger Waldes zu suchen. BÄRTLING rekonstruiert hier den Verlauf der vermuteten Stillstandslage des Eises jedoch offenbar nicht mehr morphologisch, sondern unter Zugrundelegung der Reihenfolge der Glieder von glazialen Serien!

Tatsächlich ist der Unterschied zwischen den pleistozänen Deckschichten der Herforder Liasmulde im Norden und des Senneabschnittes der Münsterschen Kreidebucht im Süden so markant, daß die Annahme der Existenz einer Stillstandslage des Eises am Teutoburger Wald — wenigstens im Senneabschnitt — naheliegt (vgl. u. a. WOLDSTEDT 1950, S. 174).

Ganz offenbar wird die Theorie von der Existenz eines solchen Haltes durch die Anwendung der Grobgeschiebestatistik bestens gestützt. Der kartierte Saum einer bisher unbekanntes, außerordentlich dichten Geschiebestreuung (vgl. Abb. 1) befindet sich genau in dem Gebiet zwischen der Sanderlandschaft der Senne und der Grundmoränenlandschaft der Herforder Liasmulde.

Wenn an der Münsterlandseite des Teutoburger Waldes nordwestlich von Bielefeld die sanderartigen Bildungen deutlich abklingen, so entspricht dem die Tatsache, daß in diesem Abschnitt des Gebirges auch die Grobgeschiebedichte gering ist. Der saaleiszeitliche Osning-Halt hat sich offenbar nur an den südöstlich von Bielefeld gelegenen Abschnitt des Gebirges angelehnt.

Genauer: der kartierte Dichtesaum der Grobgeschiebe liegt dort nördlich des Sandsteinkammes, d. h. der höchsten und zugleich geschlossensten Schichtrippe des Gebirges. BÄRTLING hat sich wohl nur deshalb für die „südlichsten Kämmen und Kuppen“ ausgesprochen, weil er glaubte beobachtet zu haben, daß im Abschnitt Lengerich-Halle die Endmoräne diesen Kämmen noch südlich vorgelagert sei.

Die Ergebnisse der Grobgeschiebestatistik für einen erheblich größeren Raum als den in Abb. 1 exemplarisch behandelten wurden von mir 1962 in einem Zwischenbericht ver-

öffentlich; der vorliegende Beitrag soll in erster Linie methodologischen Zwecken dienen, die dort nur gelegentlich sichtbar werden konnten.

Freilich ließe sich zur grobgeschiebestatistischen Methode auch manches kritisch anmerken. Hierzu gehört, daß das bloße Grobgeschiebeskelett keine Schlüsse mehr auf die Menge und innere Struktur der am eiszeitlichen Halt gebildeten Ablagerungen zuläßt. Mithin ist kein Schluß auf Satz- bzw. Stauchmöränen möglich. Kurzzeitig gebildete, lokale Stauchungswälle mit nur wenig nordischem Material würden von der Grobgeschiebestatistik später wohl gänzlich übersehen.

Bezeichnend ist die Armut der Gropskelette an Leitgeschieben. Dazu trägt neben der petrographisch bedingten primär geringen Größe vieler kristalliner Leitgeschiebe auch die oft bis zwei Meter hinabreichende Verwitterung der Moräne bei. Deshalb sind die freiliegenden Gropskelette der glazialen Halte völlig frei von kalkigen und auch arm an anderen Sedimentärgeschieben von diagnostischem Wert. Auch die meisten kristallinen Geschiebe tragen eine starke Verwitterungsrinde, die ihre Auswertung im Rahmen der Leitgeschiebestatistik erschwert.

Vielleicht wäre die Frage der Diskussion wert, ob eine Beziehung zwischen der Dauer eines Haltes und der Menge der Geschiebe besteht. Persönlich halte ich dies durchaus für möglich, wenngleich dabei auch andere Faktoren noch eine Rolle spielen könnten. Die Anreicherung von außerordentlich zahlreichen Grobgeschieben in schmalen Säumen könnte vielleicht ein Hinweis auf diejenigen Vorstöße des Inlandeises sein, die von längerer Dauer waren und deshalb den kurzzeitigen als Phase oder Staffel bereits übergeordnet sind.

Kritisch ist noch anzumerken, daß im Wesen der reinen Grobgeschiebestatistik liegt, daß sie wohl Kenntnis vom Verlauf von glazialen Halten, nicht aber von deren zeitlicher Reihenfolge vermittelt. Die Beantwortung dieser Frage ergibt sich vornehmlich aus der Koordination von stratigraphischen und leitgeschiebestatistischen Ergebnissen. Überhaupt bedeutet die Anwendung der einen Methode nicht die Vernachlässigung der Möglichkeiten anderer, die an bestimmten Stellen auch im Bereich des Mittelgebirges durchaus gute Ergebnisse liefern können.

Für die praktische Feldarbeit mit der grobgeschiebestatistischen Methode dienen die folgenden Hinweise:

Die Kartierung der in Frage kommenden nordischen Blöcke erfolgt zweckmäßig in Vergrößerungen der Topographischen Karten 1 : 25 000 auf den Maßstab 1 : 10 000, die als Arbeitskarten im Gelände dienen. Soweit möglich, erfolgt Eintragung von Einzelblöcken in diese Karten. Größere Ansammlungen, wie sie im Bereich der Gropskelette von eiszeitlichen Halten aufzutreten pflegen, sollte man in der Arbeitskarte kennzeichnen und in einem Protokoll mit laufenden Nummern näher beschreiben (Stückzahl, Situation usw.). Der Verlauf der Halte wird spätestens bei der Übertragung der im Protokoll geführten Ansammlungen in Karten des Maßstabes 1 : 25 000 oder 1 : 50 000 ersichtlich.

Anthropogener Einfluß läßt sich bei der Kartierung nicht ganz ausschalten. Die Verfrachtung von Grobgeschieben aus den Äckern an nahegelegene Waldränder, in Bacheinschnitte oder zum Hof des Eigners kann allenthalben beobachtet werden. Die Ränder der Dichtestreifen werden dadurch jedoch im allgemeinen nicht verwischt, da sich der Transport der schweren Blöcke schwierig gestaltet und der „Einzugsbereich“ der Höfe gering ist. Dennoch sollte man, besonders bei Anreicherung von Blöcken auf Höfen, in Siedlungen usw. außerhalb der Dichtestreifen, die Herkunft der Geschiebe zu klären versuchen. Von weither stammen manchmal Zwecksteine an Wegecken, Einfahrten, in Fundamenten, an Gedenkstätten usw. Man sollte sie an Ort und Stelle mitkartieren, es sei denn, ihre Herkunft ließe sich noch eindeutig klären, so daß sie in ihrem Ursprungsgebiet vermerkt werden müßten. Das ist aber zumeist nicht mehr der Fall. Nie sind sie übrigens so zahlreich,

daß dadurch das durchschnittliche Mengenverhältnis vom Grobskelett glazialer Halte zu dem von Grundmoräne (im nordwestfälisch-lippischen Bergland und der östlichen Hälfte der Herforder Liasmulde 860 : 8 pro qkm) wesentlich verschoben werden könnte.

Lediglich Friedhöfe sind bei der Erfassung der Grobgeschiebe grundsätzlich ausgespart worden.

Literatur

- BÄRTLING, R.: Die Endmoränen der Hauptvereisung zwischen Teutoburger Wald und Rheinischem Schiefergebirge. Z. deutsch. geol. Ges. **72**, 1920.
- BURRE, O.: Ein Endmoränenbogen bei Herford und Bünde i. Westf. Jb. Preuß. Geol. L.-A., 306-311, 1923.
- GRIPP, K.: Glacialmorphologie und geologische Kartierung, zugleich eine Deutung der Oberflächenformen Ost-Holsteins. Z. deutsch. geol. Ges., **99**, 190-205, 1949. - - Die Entstehung der Landschaft Ost-Schleswigs vom Dänischen Wohld bis Alsen. Meyniana, Verh. Geol. Inst. Kiel, **2**, 1954.
- GRUPE, O.: Die Kamesbildungen des Weserberglandes. Jb. Preuß. Geol. L.-A., **51**, 350-370, 1930.
- HERRMANN, R.: Eisrandbildungen und Fließerden am Nordrand des Leine-Berglandes. Geol. Jb., **76**, 309-320, 1958.
- HESEMANN, J.: Statistische Geschiebeuntersuchungen. Z. f. Geschiebeforschung, **6**, 159-162, 1930. - - Quantitative Geschiebeuntersuchungen im norddeutschen Diluvium. Jb. Preuß. Geol. L.-A., **51**, 714-758, 1931. - - Über die Bedeutung von Korngröße, Verwitterung und Art der Ablagerung für die Geschiebeführung. Z. f. Geschiebeforschung, **9**, 1-6, 1933. - - Ergebnisse und Aussichten einiger Methoden zur Feststellung der Verteilung kristalliner Leitgeschiebe. Jb. Preuß. Geol. L.-A., **55**, 1-27, 1934. - - Elster- und Saaleeiszeit in Westfalen und anschließendem Rheinland nach ihrer Geschiebeführung. N. Jb. Geol. Pal., Mh., 49-54, 1956.
- HUCKE, K.: Über horizontale und vertikale Geschiebeverbreitung. Z. f. Geschiebeforschung, **2**, 1926.
- JASPERSEN, P.: Über die Ursachen der Richtungsänderungen der Eisströme im nordeuropäischen Inlandeis. N. Jb. Miner., Mh., 541-553, 1957.
- KELLER, G.: Neue Ergebnisse der Quartärgeologie Westfalens, XII. Zur Frage der Osning-Endmoräne bei Iburg. N. Jb. Geol. Pal., 71-79, 1952.
- LANG, H. D.: Das Endmoränengebiet der Mellendorfer und Brelinger Berge. Ber. Naturhist. Ges., **107**, 21-30, Hannover 1963.
- LÜTTIG, G.: Alt- und mittelpleistozäne Eisrandlagen zwischen Harz und Weser. Geol. Jb., **70**, 43-125, 1954. - - Eiszeit - Stadium - Phase - Staffel. Eine nomenklatorische Betrachtung. Geol. Jb., **76**, 235-260, 1958. - - Methodische Fragen der Geschiebeforschung. Geol. Jb., **75**, 361-418, 1958.
- NAUMANN, E.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen usw., Blatt Rinteln. Berlin 1922.
- RICHTER, K.: Über den morphologischen Nachweis großer Schwankungen des Eisrandes. Eiszeitalter u. Gegenwart, **1**, 65-69, 1951. - - Geschiebegrenzen und Eisrandlagen in Niedersachsen. Geol. Jb., **76**, 223-234, 1958.
- SERAPHIM, E. Th.: Glaziale Halte im südlichen unteren Weserbergland. Zwischenbericht. Spieker, H. 12, 46-80, Münster 1962. - - Das Physiotope-Gefüge des Bielefelder Osning. Inaug.-Diss., Münster 1964.
- THOME, K. N.: Eisvorstoß und Flußregime an Niederrhein und Zuider See im Jungpleistozän. Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **4**, 197-246, 1959.
- WAHNSCHAFFE, Fr.: Die Ursachen der Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes. Forsch. Dtsch. Landes- u. Volkskde., **6**, 103 ff., 1891 (3. Aufl. 1909).
- WENNBERG, G.: Über den Geschiebetransport im Inlandeis. Schr. naturwiss. Ver. Schlesw.-Holst., **25**, 1951.
- WOLDSTEDT, P.: Über Endmoränen in der südlichen Lüneburger Heide. Abh. Naturwiss. Ver. Bremen, **31**, 326-246, 1939. - - Das Eiszeitalter. Grundlinie einer Geologie des Quartärs. 1. Band: Die allgemeinen Erscheinungen des Quartärs. 3. Aufl., 1961.

Manusk. eingeg. 24. 8. 1965.

Anschrift des Verf.: Dr. Ernst Th. Seraphim, 4816 Sennestadt, Westallee 7.

Beitrag zur Gliederung des Würms in Mitteleuropa

Von RUDOLF MUSIL und KAREL VALOCH, BRNO

Mit einer Tabellen-Tafel

Zusammenfassung. In der Arbeit werden neue Erkenntnisse über die Stratigraphie der letzten Eiszeit in Mähren mitgeteilt. Dabei stützen wir uns nicht nur auf Lößaufschlüsse, sondern auch auf zahlreiche Grabungsergebnisse in den Höhlen des Mährischen Karstes, wo es in den Höhleneingängen gelegentlich zu Verknüpfungen der typischen Lößbildungen mit den viele paläontologische und archäologische Funde enthaltenden Höhlensedimenten gekommen ist. Wenn wir daher rein stratigraphische Erkenntnisse auswerten, stützen wir uns doch in großem Maße auf die eingeschlossenen Funde.

Wir kommen zu dem Schlusse, daß die Würmeiszeit eine stark gegliederte Periode darstellt. Aus diesem Grunde geben wir die von uns bisher benützte Bezeichnung der Interstadiale durch Abkürzungen auf und ziehen die Benennung nach den typischen Lokalitäten vor. Wir bringen weitere Beweise für die Existenz des Mittelwürm-Interstadials, welches wir mit dem Namen Interstadial Podhradem bezeichnen.

Summary. The paper evaluates new information bearing upon the stratigraphy of the last Ice Age in Moravia. In reaching their conclusions not only the loess outcrops are considered but also the results of numerous investigations into the caves of the Moravian Karst region. Here, in cave entrances, typical loess and cave sediments are occasionally found together. They contain many palaeontological and archaeological remains.

As it is concluded that the Würm period is one of many component parts the generally current interstadial terms are not used, instead names are derived from typical localities of the area. Additional evidence is cited for the existence of a Middle Würm interstadial to which the name Podhradem Interstadial is given.

Vergleichende Beobachtungen an Profilen und Funden

Fragen der Gliederung der letzten Eiszeit stehen im Vordergrund eines regen Interesses von mehreren Quartärdisziplinen. Dies ist begreiflich, da die stratigraphischen Unterlagen für eine ganze Reihe verschiedener Fachwissenschaften wichtig sind. Bei der Voraussetzung einer Dreiteilung des Würms hat man die letzte fossile Schwarzerde, die manchmal verdoppelt war, als den aus dem ersten Interstadial stammenden Boden betrachtet. Die Bestimmung dieses Bodens stützte sich hauptsächlich auf letztinterglaziale paläontologische Funde in tieferliegenden Böden (zusammenfassend V. LOŽEK 1955), auf den Vergleich mit ähnlich gelagerten Böden in anderen Lößprofilen und im böhmischen Raum auf Beziehungen zu Flußterrassen. Diese als Würm 1/2 bezeichneten Böden wurden dem Boden von Göttweig zeitlich gleichgesetzt.

In unserer Arbeit wollen wir uns hauptsächlich auf Lößprofile aus dem Raume von Mähren und auf Grabungen in den Höhlen des Mährischen Karstes stützen. Aus allen Arbeiten (J. PELÍŠEK, K. ŽEBERA, V. LOŽEK, J. KUKLA, H. SEICHTEROVÁ, J. DEMEK, T. CZUDEK, B. KLÍMA, R. MUSIL, K. VALOCH) geht hervor, daß sich die Schichtenfolge ständig wiederholt, daß einzelne Schichten auf diesem kleinen Raum immer gleiche makroskopische Eigenschaften aufweisen. Wenn man mit dem Holozän beginnt, kann man folgendes Schema wiedergeben.

Unter der holozänen Schwarzerde liegt der jüngste Löß (W 3) an vielen Stellen mit jungpaläolithischen und damit verknüpften paläontologischen Funden (Magdalénien: die Höhlen Kůlna, Švédův stůl, Adlerova; Gravettien: Pavlov 24.800 ± 150 B.P.). Im Liegenden dieses Lösses befindet sich eine braune, schwach verlehnte Schicht (W 2/3), gleichfalls mit zahlreichen Funden (Höhle Pod hradem 26.240 ± 300 B.P., Dolní Věstonice 25.600 ± 170 B.P.). Der darunterfolgende Löß (W 2) weist fast immer starke Solifluktions-

einwirkungen auf; paläontologische Funde sind meist nur aus Höhlen und ihren Eingängen bekannt. Diese Schichten, deren Zeitbestimmung von allen Forschern übereinstimmend durchgeführt wird, liegen immer auf einem schwarzen humosen Boden, im Löß noch mit einer rostbraunen Schicht, die als B-Horizont bezeichnet wurde (W 1/2). In den Höhlen enthält dieser Boden paläolithische und häufige paläontologische Funde. Der Löß im Liegenden (W 1), in Mittelmähren der mächtigste von den hier beschriebenen, bedeckt einen meist mächtigen Bodenkomplex des letzten Interglazials.

Die als W 1/2 bezeichneten Böden unterscheiden sich durch ihr Aussehen sehr schwer von interglazialen Böden, sind aber grundsätzlich anders als die schwach verlehnte Schicht der W 2/3-Schwankung. Es ist der letzte intensive fossile Boden. In letzter Zeit haben manche Forscher angenommen, daß sein B-Horizont ein selbständiger Boden von Lessivé-Typus ist, der ein interglaziales Klima kennzeichnet. Auf Grund dieser Feststellung wurden dann diese Böden dem letzten Interglazial zugewiesen. Die Lessivation der Böden muß man als einen pedologisch vor sich gehenden Prozeß auffassen, was bedeutet, daß man ihn, abhängig von äußeren Bedingungen, in verschiedenen Entwicklungsstadien erfassen kann. Daraus geht hervor, daß die Intensität der Lessivation jedenfalls mit Hilfe der Laboratoriumsanalysen durchgeführt werden sollte, um über die zu ihrer Entstehung nötigen klimatischen Ansprüche entscheiden zu können.

Im Verlaufe der Tagung der tschechoslowakischen Geologischen Gesellschaft in Brno 1963 führte auch eine Exkursion in den Aufschluß der Ziegelei in Modřice. Auf der heutigen, in ungünstigem Beobachtungszustande sich befindenden Abbauwand sah man unterhalb des Holozäns eine mächtige, durch undeutliche braune Zonen getrennte Lößschicht, die einem verdoppelten Bodenkomplex auflag. Im Liegenden der unteren Humuszone befand sich ein eindrucksvoller rostbrauner Horizont, den die anwesenden Teilnehmer der vorher hier stattgefundenen Exkursion der INQUA-Subkommission für Lößstratigraphie als typischen Lessivé bezeichnet hatten. Die Teilnehmer der genannten Subkommission hatten sich geeinigt, daß dieser Bodenkomplex dem R/W-Interglazial einschließlich der Frühwürm-Interstadiale (Amersfoort, Brörup) entspräche, so wie das ganze Profil die typische Entwicklung des Würms zeige (FINK 1963). Dieser Komplex wurde von V. LOŽEK als PK II+III, die oberen braunen Zonen als PK I bezeichnet (LOŽEK 1964).

Schon im Jahre 1940 und wiederholt 1949 spricht J. PELÍŠEK bei der Beschreibung dieser Ziegelei von zwei durch einen mächtigen Löß getrennten Bodenschichten. Unterhalb des voll ausgebildeten W 2/3 und W 2 lag nach PELÍŠEK eine degradierte Schwarzerde mit einem etwa 50 cm dicken rostbraunen B-Horizont (W 1/2); tiefer folgte ein mehr als 4 m mächtiger Löß und dann wieder eine Schwarzerde mit B-Horizont (80 cm), die er als R/W-Interglazial bezeichnete. Im Laufe der Abbauarbeiten konnten wir beobachten, wie es an der Profilwand allmählich zu gewissen Veränderungen kommt. Bei unserer Bearbeitung dieses Aufschlusses im Jahre 1953 konnten wir schon diese Schichtfolge feststellen (MUSIL, VALOCH, NEČESANÝ 1955 (118): Unterhalb des Holozäns lag der jüngste Löß mit Pseudomyzel und einzelnen Konkretionen (W 3), in seinem Liegenden eine schwache braune lössige Schicht (W 2/3). Es folgte ein lichter Löß (W 2) mit Pseudomyzel, stellenweise durch Solifluktion geschichtet. Die W 1/2-Schicht, die vor wenigen Jahren (vgl. PELÍŠEK 1949) voll ausgeprägt sichtbar gewesen war, war nunmehr als ein brauner, stellenweise Eiskeile mit dunkler Ausfüllung enthaltender Lehm zu beobachten. Der tieferliegende Löß (W 1) erreichte schon nicht jene Mächtigkeit, die noch PELÍŠEK angetroffen hatte, und bedeckte zwei Humuszonen, eine jede mit einer eigenen rostbraunen Schicht, die wir damals als B-Horizont bezeichnet haben (R/W). Aus der unteren Humuszone liefen Eiskeile aus. Die beiden Bodenkomplexe lagen damals unmittelbar aufeinander. Das Profil war unten mit einem mächtigen Lößkomplex (R) abgeschlossen. Im Jahre 1953 waren also noch alle durch PELÍŠEK beschriebenen Schichten anzutreffen, obgleich in abweichender Entwicklung. Der untere Bodenkomplex ist mit jenem Lessivé-Horizont, den

die Teilnehmer der INQUA-Subkommission 1963 als letztinterglazial bezeichnet hatten, identisch.

Bei der Gelegenheit des VI. INQUA-Kongresses in Polen 1961 haben J. KUKLA und V. LOŽEK ein Profil von Modřice abgebildet, welches ungefähr dem heutigen Stand entspricht. Der ursprünglich ausgeprägte Boden mit rostbraunem Unterboden (unser W 1/2) fehlt jetzt schon und ist in dem von den Verfassern als „Paudorf“ bezeichneten Komplex verborgen. Der liegende, dem W 2 zugesprochene Löß befindet sich auf einem Komplex humoser Böden mit zwei unkomplett ausgebildeten Lessivé-Horizonten, von denen der obere als „Göttweig“ (offenbar im alten Sinne des Wortes als W 1/2) und der untere als „Eem + W 1“ eingereiht wird.

Der beschriebene Aufschluß von Modřice, dessen Ablagerungen ohne exakte Grundlagen, je nachdem, was zu einer gewissen Zeit zufällig sichtbar war, verschiedentlich stratigraphisch eingereiht wurde, stellt in seiner Vollentwicklung ein typisches Würm-Profil in der Umgebung von Brno vor.

Heutzutage ist das besterhaltene Profil durch jungpleistozäne Ablagerungen in der Ziegelei Židenice I (Malá Klajdovka) zu sehen, welches wir bereits 1955 beschrieben haben und seither ähnlich wie die übrigen hiesigen Lößaufschlüsse ständig verfolgen. Unter dem Holozänboden befindet sich der jüngste Löß (120 cm; W 3) mit einer blaßbraunen Zone im Liegenden (W 2/3). Dann folgt ein stellenweise durch Solifluktion geschichteter Löß (W 2), der einem dunklen, humosen, horizontal verlaufenden Boden mit stark entwickeltem B-Horizont (W 1/2) aufliegt. Der Erhaltungszustand dieses Bodens ist verschieden; stellenweise ist davon nur der rostbraune B-Horizont übriggeblieben, stellenweise ist er vollkommen abgetragen. Diese beiden Bodenschichten entsprechen den beiden, heute als schwache Lehmschichten entwickelten Böden in Modřice. Im Liegenden befindet sich eine bis 6 m mächtige Lößschicht (W 1), die einen Bodenkomplex bedeckt. Dieser Bodenkomplex, genau in unseren früheren Arbeiten beschrieben, besteht aus dunklen, immer mit rostbraunen Verlehmungsschichten verknüpften Humuszonen, die etwa im oberen Drittel durch eine bis 70 cm mächtige Lößschicht getrennt sind. Diesen ganzen Komplex haben wir früher als letztinterglazial und die trennende Lößschicht als Präwürm bezeichnet. Auf Grund der neuen Erkenntnisse betrachten wir als interglazial nur den unteren mächtigeren Teil dieses Komplexes, die Lößeinlage als die erste klimatische Oszillation des beginnenden Würmglazials. Dem entsprechen auch die durch Löß ausgefüllten, bis 40 cm langen Keile, die in den unteren Bodenkomplex eindringen (vgl. l. c. 1955, Profil G). Diese Entwicklung der beschriebenen Schichten entspricht dem heutigen Stand in Modřice, wo durch die erwähnte Kommission der untere Teil als Eem + Amersfoort, der obere als Brörup bezeichnet worden ist. Auch die diesem Bodenkomplex aufliegenden Schichten in Židenice I und Modřice sind völlig gleich ausgebildet.

Bei den im Jahre 1964 durch J. SÝKORA in der Ziegelei Židenice I durchgeführten Arbeiten gelang es, das bisher sichtbare Profil durch die Abfolge der liegenden Schichten zu ergänzen. Unter dem Bodenkomplex befindet sich ein gelbbrauner Löß (200 cm), der allmählich in einen dunkelbraunen Boden (70 cm) übergeht, welcher einer braunen, würfelig zerfallenden Erde mit CaCO_3 -Pseudomyzel (50 cm) aufliegt. Darunter folgt ein entkalkter Löß mit Feinsandbeimischung, oben zuerst von brauner Farbe. Nach unten zu wird der Löß heller und toniger (insgesamt 270 cm). An der Basis befindet sich eine Flußterrasse, die der Terrassenstufe von Tuřany entspricht.

Die angeführten Aufschlüsse zeigen uns die vollgegliederte Abfolge des Jungpleistozäns, wie wir diese bereits 1955 festgelegt haben. Ein Unterschied besteht nur in der Beurteilung des Bodenkomplexes. Im Unterschied zu dem Interpretationsversuch in Modřice vermuten wir, daß dem Eem der ganze untere Teil des Komplexes angehört, dem Amersfoort dagegen der ganze obere Teil. Dazu führt uns die Tatsache, daß in den Auf-

schlüssen von Židenice I und Modřice im unteren Teil des mächtigen Lösses (W 1), etwa 90 cm über dem ganzen Bodenkomplex, noch eine ungefähr 50 cm starke braune Lehmschicht liegt. Diesen Boden, den wir im Verlaufe der Abbauarbeiten schon vor Jahren beobachten konnten, möchten wir heute dem Brörup gleichsetzen. Die chronologische Einstufung der beschriebenen Schichten wurde nur auf Grund der Stratigraphie durchgeführt. Dabei stützt sie sich auch auf die volle Übereinstimmung mit dem Profil bei Amersfoort (ZAGWIJN 1961).

An die Brüner Umgebung mit mächtigen und reichgliederten Lössanwehungen knüpft unmittelbar der Mährische Karst an, in dessen Höhlen durch zahlreiche Grabungen die Stratigraphie der Ablagerungen erschlossen wurde. Im südlichen Teil des Karstes wurde durch das Archäologische Institut der Akademie die wenig tiefe, breit geöffnete Höhle Švédův stůl gegraben mit folgender Schichtfolge (Beschreibung nach B. KLÍMA 1962): Unter dem Holozän befand sich ein Löß mit viel Kalksteinschutt im unteren Teil (W 3). Tiefer folgte eine lössige braune Schicht (W 2/3), die wieder auf einem Löß (W 2) lag. Im Liegenden dieser Schichten befand sich ein mächtiger, gegliederter Braunerdekomplex (W 1/2 + R/W) mit ockerfarbigem, tonigem Höhlenlehm an der Basis, dem Felsboden aufliegend.

Im nördlichen Karst haben wir die Höhle Pod hradem gegraben, in der wir vom Eingange bis 30 m tief ins Höhleninnere diese Stratigraphie verfolgen konnten: Unter dem Holozän lag ein im Eingange in zwei Schichten gegliederter Löß (W 3), in dessen Liegenden sich eine blaßbraune Schicht mit viel Steinschutt (W 2/3) befand. Dann folgte wieder eine Lößschicht (W 2) und darunter ein etwa 3 m mächtiger Schichtkomplex von humosen Böden (W 1/2). Nach unten zu war dieses Profil wieder durch einen Löß abgeschlossen (W 1).

Die Datierung dieser beschriebenen Profile erfolgte nicht nur auf Grund der Stratigraphie, sondern auch mit Hilfe der paläontologischen und archäologischen Funde. Die angeführte Beschreibung zeigt, daß die Schichtenfolge der Höhlensedimente und der Lösses im freien Lande dieselbe ist.

Die meisten *Vertebratenfunde* stammen aus Höhlen; doch werden bei archäologischen Grabungen der Freilandsiedlungen auch Mengen derartigen Materials gewonnen. Vergleiche der Faunengemeinschaften zeigen, daß es möglich ist, einzelne Schichten nicht nur zwischen den Höhlen untereinander, sondern auch mit den Freilandaufschlüssen zu parallelisieren. Es zeigte sich, daß eine markante Scheide das Ende der Bildung der braunen humosen Böden, die wir als Würm 1/2 bezeichneten, vorstellt. Von großer Bedeutung ist, daß diese interstadiale Faunenassoziation auf einer kalten stadialen Gemeinschaft des Frühwürms liegt (MUSIL 1965). Nach dieser Zeit ändert sich die ganze Gemeinschaft, es verschwinden einige Arten, die entweder bis zum Ende des Pleistozäns überhaupt nicht mehr erscheinen oder deren Vorkommen in dieser Zeit sich stark vermindert. Das folgende Stadial ist durch den plötzlichen Einbruch und starkes Anwachsen der kälteliebenden Arten gekennzeichnet. Diese auffällige Grenze kann man bei genügender Fundanzahl immer beobachten, und man kann vermuten, daß sie nicht nur in unserem Gebiet feststellbar sein wird. Wasser- und wärmeliebende Tiere verschwinden vollkommen. Dabei handelt es sich nicht bloß um eine Temperaturverminderung, sondern um tiefgreifende Änderungen des ganzen Lebensmilieus. Die für die vorangehende Periode charakteristischen großen Mengen von Auerochsen und Wisenten und gleichfalls die großen, dem Maral ähnlichen Hirsche erscheinen jetzt nur noch sporadisch und zwar bis am Ende des Pleistozäns. Auch in der Gesamtzahl der Höhlenbären äußert sich diese Grenze markant.

Die Veränderungen in einzelnen Zeitabschnitten betreffen nicht nur ganze Gemeinschaften; man kann dies auch bei einzelnen Arten beobachten, wie z. B. im Bau der Zähne

der Höhlenbären, der Pferde usw. In den Schichten des W 1/2 findet man Pferde Zähne noch mit relativ primitiven Kennzeichen, die man in zwei Gruppen aufteilen kann: In der ersten Gruppe sind schwer gebaute Pferde der *Equus mosbachensis-abeli*-Gruppe, in der zweiten *Equus germanicus*. Während die Art *Equus germanicus* im W 2 weiterlebt, bedeutet das Sedimentationsende des W 1/2 auch das letzte Erscheinen der Gruppe der schweren Pferde. Dieser Zeitpunkt bildet somit eine bedeutsame Grenze. Eine ähnliche Grenze in der Ausbildung der Pferde Zähne kann man auch zwischen dem W 2 und W 3 beobachten. Auch bei den Höhlenbären kann man klimatisch bedingte Veränderungen an den Zähnen feststellen (MUSIL 1965).

Es ist somit möglich, auf Grund der ganzen Faunengemeinschaften wie auch auf Grund der Veränderungen einzelner Arten und der wechselnden individuellen Anzahl bei genügender Menge des paläontologischen Materials eine entsprechende stratigraphische Einreihung durchzuführen.

Einen Anhaltspunkt für die Gliederung bieten auch die malakozoologischen Funde. Die Malakofauna des letzten Interglazials unterscheidet sich auffallend von den folgenden Interstadialen, wie LOŽEK in seinen Arbeiten betont. Im Lößaufschluß von Litoměřice (Leitmeritz) konnte er auf Grund dieser Funde feststellen, daß sich der obere Boden, den er damals in Hinsicht auf seine stratigraphische Position als das Göttweiger Interstadial im Sinne von H. GROSS (LOŽEK, KUKLA 1959, 98) bezeichnete, klimatisch vom Interglazial scharf unterscheidet und deshalb als Interstadial gewertet werden muß. Wichtig ist, daß „... der Versuch, die jungpleistozänen Warmphasen zu charakterisieren, ... zur Feststellung scharfer Unterschiede zwischen dem letzten Interglazial und dem Göttweiger Interstadial ...“ führte (l. c., 103). In stratigraphischer Hinsicht ist besonders das Profil von Zamarovce wichtig, welches Fr. PROŠEK & V. LOŽEK (1955) beschrieben haben. Dieses Profil entspricht in allen Hinsichten unseren Erkenntnissen; der dritte grabene Boden wäre unser interglazialer Bodenkomplex, der zweite Boden unser W 1/2. Der Möglichkeit, daß es sich um ein älteres Interstadial handeln könnte, widersprechen die Funde des Szeletien. Auch die aus der Molluskenfauna abgeleiteten Klimabedingungen entsprechen unseren Feststellungen an der Säugetiergemeinschaft. Besonders gut ist das Auftreten der kälteliebenden Fauna im W 2 im Gegensatz zu den früheren Gemeinschaften zu sehen.

Aus den Arbeiten von LOŽEK geht hervor, daß sich die interglaziale Malakofauna von der interstadialen deutlich unterscheidet. Beachtenswert ist aber die Lage der interglazialen Molluskenfunde, die meist im obersten Teile des Lösses unterhalb des Bodenkomplexes vorkommen (Letky, Jenerálka, Nové Město n/Váh., Dolní Věstonice, Zamarovce). V. LOŽEK nimmt an, daß es sich in diesen Fällen um verlagerte Schneckenschalen handelt (KLÍMA, KUKLA, LOŽEK, DE VRIES 1962); mit Rücksicht darauf, daß diese Erscheinungen an vielen Lokalitäten vorkommt und ständig sich wiederholt, vermuten wir, daß diese Tatsache durch andere Umstände verursacht ist.

Auch vom archäologischen Standpunkte kann man zur Würmgliederung einen grundsätzlichen Beitrag bieten. In ganz Europa erscheinen die Kulturen des Jungpaläolithikums ungefähr zur gleichen Zeit, was an vielen Stationen in West-, Mittel- und Osteuropa nachgewiesen wurde, und zwar in einem bestimmten Abschnitt des Mittelwürms. Die frühesten jungpaläolithischen Industrien werden in Böden gefunden, die durch Radiocarbon daten etwa zwischen 32.000 und 40.000 datiert werden. Von einer Reihe Freiland- und Höhlenstationen erwähnen wir z. B. Zamarovce und Ivanovce (mit Szeletien), die Höhle Čertova pec (Szeletien), Vlčkovce (Szeletien), die Höhle Pod hradem (Szeletien, Olschewien). Das Erscheinen des Jungpaläolithikums ist auf diesen Lokalitäten mit der Zeit der mittelwürmzeitlichen Bodenbildung (W 1/2) verknüpft und bildet so einen Leithorizont, den man mit anderen Perioden nicht verwechseln kann.

Auswertung

Eine der wichtigsten Fragen der Würm-Stratigraphie bleibt die Frage der Existenz des Mittelwürm-Interstadials (W 1/2). In dieses Interstadial verlegte man früher den Boden von Göttweig, mit dessen Namen man später auch diese Wärmeschwankung benannte. Als auf Grund weiterer Erkenntnisse klar wurde, daß der Göttweiger Boden in einer älteren Warmzeit gebildet worden war, wirkte es sich so aus, daß ihre Existenz auch in Abrede gestellt wurde. Demgegenüber nehmen wir an, daß der Boden von Göttweig irrtümlich in dieses Mittelwürm-Interstadial verlegt wurde, und daß seine richtige Einreihung kein genügender Grund für die Ablehnung dieses Interstadials sein kann.

Der Boden dieser Periode befand sich in Modřice, wie wir oben gezeigt haben, hoch über dem Waldboden, der von allen Teilnehmern der Kommission für Lößstratigraphie der INQUA im Sommer 1963 übereinstimmend als die Bodenbildung des letzten Interglazials (PK III) bezeichnet worden ist. Eine ganz analoge Situation konnten wir auch an anderen Löß- und Höhlenaufschlüssen beobachten. Dieser mittelwürmzeitliche Boden unterscheidet sich vom letzten Interglazial nicht nur durch seine stratigraphische Lage, sondern auch durch die eingeschlossenen paläontologischen und archäologischen Funde.

Auch wenn man die bisherigen Radiocarbonaten nur mit Vorbehalt berücksichtigt, muß man doch feststellen, daß es bereits eine ganze Reihe von Daten gibt, die dieses Interstadial zeitlich gut begrenzen und eine große Zeitspanne zwischen ihm und dem Interglazial nachweisen. Zu den bekannten Daten (vgl. MOVIVS 1960) führen wir folgende neue an: Höhle Pod hradem 32.990 ± 1500 , Höhle Čertova pec 38.320 ± 2480 , Höhle Nietoperzowa bei Jerzmanowice 38.160 ± 1250 . Daraus geht hervor, daß sich diese Schwankung vom letzten Interglazial und auch von den Frühwürm-Interstadialen gut unterscheidet.

Relativ nahe in der absoluten Chronologie steht aber diese Schwankung dem letzten schwachen Interstadial (W 2/3), so daß die Vermutung entstehen könnte, es handle sich um eine und dieselbe Periode. Das ist aber infolge der paläontologischen und archäologischen Funde unmöglich. An allen bekannten Lokalitäten zeigen die beiden gemeinsam auftretenden Fundbestände einen starken Unterschied. Die Faunengemeinschaft des Mittelwürminterstadials hat eine ganz andere Prägung als die kalte Fauna des W 2/3; die für das W 2/3 typische hochentwickelte Kultur des Ostgravettien kann man nicht mit den altertümlichen Industrien des Szeletien und Aurignacien verwechseln. Dieses hier betrachtete Interstadial liegt also chronologisch zwischen den altwürmzeitlichen Schwankungen (Amersfoort, Brörup) und der schwachen Verlehmung des W 2/3.

Bisher haben wir in unseren Arbeiten die einzelnen Würmstadiale und Interstadiale mit der Abkürzung W und einer Nummer bezeichnet. Mit Rücksicht darauf, daß durch neue Erkenntnisse die Anzahl der Würmschwankungen vergrößert wurde, entspricht diese Bezeichnungsweise nicht mehr dem wirklichen Stand. Deshalb neigen wir zur Benennung der Interstadiale mit Namen typischer Lokalitäten, wobei wir uns der Schwierigkeiten bewußt sind, welche bei der Bezeichnung der einzelnen Stadiale entstehen werden.

Die blasse Verlehmung W 2/3 wurde schon früher nach der Lokalität Stillfried als Stillfried B bezeichnet. Mit dieser Periode deckt sich unserer Meinung nach nicht die Bezeichnung „Paudorf“, von dem wir auf Grund seiner Bodenentwicklung und der Parallelisierung mit anderen Aufschlüssen vermuten, daß es sich um ein älteres Interstadial handelt, höchstwahrscheinlich um das hier behandelte W 1/2. Die Bodenbildung W 1/2 wurde früher als Göttweig bezeichnet. Es stellte sich aber heraus, daß der Boden an dieser klassischen Lokalität dem letzten Interglazial angehört, so daß die Mittelwürmschwankung ohne Benennung bleibt. Deshalb schlagen wir vor, dieses Interstadial als *I n t e r s t a d i a l P o d h r a d e m* zu bezeichnen, weil sein Boden an dieser Lokalität gut ausgeprägt ist, in klarer stratigraphischer Position liegt, durch C^{14} datiert und paläontologisch wie auch archäologisch belegt ist.

Ein wichtiger stratigraphischer Horizont in unseren Lössen ist der Komplex mächtiger eemzeitlicher Böden. In optimalen Fällen ist er ziemlich gegliedert. Bei unseren früheren Arbeiten haben wir in seinem oberen Drittel eine durch typischen Löß gebildete Schicht festgestellt. Diesen Löß haben wir als Präwürm und den ganzen Komplex zusammen als Riß/Würm bezeichnet. Auf Grund neuer Forschungen reihen wir ins R/W bloß den unteren Teil dieses Komplexes ein, und zwar im Liegenden des Lösses, während sein oberer Teil schon dem Amersfoort-Interstadial entsprechen dürfte. Diesen ganzen Bodenkomplex bedeckt eine Lössschicht, in deren Hangenden in optimalen Fällen noch eine Verlehmungszone liegt, die stratigraphisch dem Brörup entspricht. Für die Benennung der einzelnen Würmstadiale könnte man dann diese Bezeichnungen benützen: Frühwürm, Altwürm, Mittelwürm, Jungwürm.

Wir halten es für nötig, weiter noch auf geringe Oszillationen aufmerksam zu machen, die wir mehrmals und in verschiedener Anzahl im Löß zwischen dem R/W-Komplex, resp. dem Brörup und dem folgenden Interstadial Podhradem beobachtet haben. Es handelt sich immer um blaßbraune Zonen, in der Mächtigkeit von etwa 30 cm, bei deren Bildung es wahrscheinlich nicht zu einer Unterbrechung der Lössanwehung kam, sondern nur zu einem bedeutend geringeren Nachschub des Staubes, was eine schwache Verlehmung ermöglichte. Meist findet man nur eine solche Verlehmung; in optimalen Fällen haben wir aber auch drei ähnlich ausgebildete und durch typischen Löß getrennte Zonen gefunden (Ziegelei am Roten Berg in Brno). Offenbar handelt es sich nicht nur um eine lokale Erscheinung; eine solche Zone befindet sich auch in den klassischen Aufschlüssen in Göttweig und Paudorf zwischen dem „Göttweiger“ und „Paudorfer“ Boden.

Schon in den früheren Arbeiten haben wir auf die auffallende Übereinstimmung unserer diskutierten Lößprofile mit den Travertinaufschlüssen bei Ehringsdorf aufmerksam gemacht. Auch heute vertreten wir dieselbe Meinung, nur die stratigraphische Interpretation nähern wir besser den neuen Erkenntnissen an. Die unteren Travertine von Ehringsdorf mit ausgesprochen interglazialer Fauna würden in dieser Arbeitshypothese dem unteren Bodenkomplex in unseren Lössen, das ist dem Eem, entsprechen. Die Schicht des Parisers bedeutet, obzwar es sich nicht um einen richtigen Löß handelt, eine Ablagerung einer kühleren, nicht kalten, mehr kontinentalen Klimaphase (GUENTHER 1958). Nach pollenanalytischen Untersuchungen von H. JACOB herrschte während der Bildung des Parisers eine gemäßigte Kälte (in BEHM-BLANCKE 1960). Die Vertebratenfunde zeugen davon, daß die Grenze zwischen dem unteren Travertin und dem Pariser eine bedeutende Veränderung in der ganzen Gemeinschaft infolge veränderter Lebensbedingungen bedeutet. Die Fauna aus dem Pariser nähert sich durch ihre Zusammensetzung eher jenen aus dem oberen Travertin. Dabei handelt es sich nicht um eine ausgesprochen kalte Fauna, aber um eine Gemeinschaft, deren Arten (KAHLKE 1958 — Ehringsdorf, oberer Travertin I) z. B. der Fauna unseres Interstadials Podhradem entsprechen. Man muß sich bewußt bleiben, daß die ersten Spuren einer ausgeprägten kalten Fauna erst nach diesem Interstadial Podhradem erscheinen, und daß die früheren Würm-Interstadiale vermutlich eine einander ähnliche Gemeinschaft aufweisen werden. Daher ist es nicht ausgeschlossen, daß der Pariser einen gewissen zeitlichen Hiatus in sich verbirgt, dem auch das plötzliche Erscheinen einer neuen Faunengemeinschaft entsprechen würde, wobei der verflossene Boden auf seiner Oberfläche und der hangende obere Travertin I das Produkt des Amersfoort-Interstadials sein könnten. Die Lage des Parisers könnte man dann mit der Lössschicht im Bodenkomplex aus unseren Lößaufschlüssen vergleichen.

Säugetierfunde aus dem oberen Travertin II sind nach H.-D. KAHLKE ein wenig verschieden von jenen des oberen Travertins I. Beim Versuch einer Parallelisierung mit unseren Profilen könnte man annehmen — natürlich erst hypothetisch, ohne es beweisen zu können — daß man diesen oberen Travertin II der braunen verlehmtten Zone über dem Bodenkomplex (Eem + Amersfoort), die wir dem Brörup eingliedern, gleichsetzen kann.

Der Pseudopariser, dessen Fauna nach KAHLE Anklänge an die des Pariser zeigt, wäre dann zeitlich mit unserer Lössschicht zwischen dem Amersfoort und Brörup identisch.

Diese stratigraphische Eingliederung der Travertine von Ehringsdorf unterstützt auch das Deckprofil, welches nach E. W. GUENTHER (1958) in kompletter Ausbildung die Schichten des Mittel- und Jungwürms enthält. Den fossilen Bodenhorizont (verlagerter Böden) setzen wir dem Interstadial Podhradem gleich.

Ergebnisse

Eine ganze Reihe von Arbeiten aus den vergangenen Jahren zeigt, daß die Anzahl der in den Lössprofilen festgehaltenen Oszillationen aus der Zeit des Würms viel größer ist, als man früher dachte. Der mächtige durch einen Löss gegliederte Bodenkomplex, den wir in unseren früheren Arbeiten dem letzten Interglazial gleichsetzten, umfaßt auch die Frühwürm-Interstadiale. Zum Eem gehört nur der untere Teil dieses Komplexes, und die erwähnte Lössschicht zeigt schon den Antritt der beginnenden Schwankungen der letzten Eiszeit an. Der restliche obere Teil des Bodenkomplexes gehört schon dem Amersfoort-Interstadial und die unmittelbar folgende, durch einen weiteren Löss abgetrennte Verlehmungszone dann dem Brörup-Interstadial an. Den Boden des Interstadials Podhradem trennt gewöhnlich von den vorangehenden ein mächtiger Löss, so daß er bei optimaler Ausbildung der Würmsedimente dem Endwurm näher steht als der tieferliegenden Bodenschichtenfolge. Das Interstadial Stillfried B ist immer nur als eine schwache Verlehmung entwickelt; es dürfte sich also wahrscheinlich nur um eine kurze Oszillation handeln, die in ihrer Intensität sehr ähnlich jenen schwachen Oszillationen ist, die wir im Altwürmlöss zwischen Brörup und Podhradem gefunden haben.

Schriftenverzeichnis

- BEHM-BLANCKE, G.: Altsteinzeitliche Rastplätze im Travertingebiet von Taubach, Weimar, Ehringsdorf. *Alt-Thüringen* **4**, Weimar 1960.
- FINK, J.: Protokoll über die vom 22.—28. 8. 1963 in der ČSSR stattgefundene Tagung mit Exkursionen. INQUA-Subkommission für Lössstratigraphie, Wien 1963. - Vgl. auch Bericht in *Eiszeitalt. u. Gegenw.* **15**, 229-235, 1964.
- GUENTHER, E. W.: Feinstratigraphische Untersuchung einer Zwischenschicht und der Deckschichten der Travertine von Ehringsdorf. *Alt-Thüringen* **3**, 1—15, Weimar 1958.
- KAHLKE, H. D.: Die jungpleistozänen Säugetierfaunen aus dem Travertingebiet von Taubar-Weimar-Ehringsdorf. *Alt-Thüringen* **3**, 97-130, Weimar 1958.
- KLÍMA, B.: Die archäologische Erforschung der Höhle Švédův stůl in Mähren. *Anthropos*, N. S. **5**, 7-96, Brno 1962.
- KLÍMA, B., KUKLA, J., LOŽEK, V. & DE VRIES, Hl.: Stratigraphie des Pleistozäns und Alter des paläolithischen Rastplatzes in der Ziegelei von Dolní Věstonice (Unterwisternitz). *Anthropozoikum* **11** (1961), 93-145, Praha 1962.
- LOŽEK, V.: Měkkýši českolovenského kvartéru. (Mollusken des tschechoslowakischen Quartärs.) *Rozpr. úst. geol.* **17**, Praha 1955. - - Zasedání Subkomise INQUA pro stratigrafii spraší v Československu. *Věstn. ÚÚG* **34/3**, 233-237, Praha 1964.
- LOŽEK, V. & KUKLA, J.: Das Lössprofil von Leitmeritz an der Elbe, Nordböhmen. *Eiszeitalter u. Gegenwart* **10**, 81-104, Öhringen 1959.
- MOVIUS, H. L.: Radiocarbon dates and Upper Palaeolithic archaeology in Central and Western Europe. *Current Anthropology* **1/5-6**, 355-391, Chicago 1960.
- MUSIL, R.: Die Bärenhöhle Pod hradem. Die Entwicklung der Höhlenbären im letzten Glazial. *Anthropos*, N. S. **10**, 9-22; Brno 1965.
- MUSIL, R., VALOCH, K. & NEČESANÝ, Vl.: Pleistocenní sedimenty okolí Brna (The pleistocene sediments in the vicinity of Brno). *Anthropozoikum* **4** (1954), 107-167, Praha 1955.
- PELIŠEK, J.: Příspěvek ke stratigrafii spraší svrateckého úvalu. (A contribution to the stratigraphy of loess in the Svatka river valley, Czechoslovakia.) *Acta Acad. Sci. Nat. Mor. Sil.*, **21/11**, 1-19, Brno 1949.
- ZAGWIJN, W. H.: Vegetation, climate, and radiocarbon datings in the Late Pleistocene of the Netherlands. *Meded. Geol. Sticht.* N. S. **14**, 15-45, Maastricht 1961.

Manusk. eingeg. 16. 12. 1965.

Anschrift der Verf.: Dr. R. Musil und Dr. K. Valoch, Brno, ČSSR, Moravské Museum Ústav Antropos.

Verlandete Altwässer auf der Niederterrasse bei Köln?

Die Entstehung des Linder Bruchs aufgrund einer
Pollen- und Großrestanalyse

Von ILSE PETERS, Bonn

Mit 3 Abbildungen und 1 Tabelle

Herrn Professor Dr. Dr. sc. h. c. Dr. phil. h. c. C. TROLL für die Förderung meiner Arbeiten auf dem Gebiet der Quartärbotanik in Dankbarkeit gewidmet.

Zusammenfassung. Das auf der rechten Niederterrasse des Rheins südlich Wahn gelegene Linder Bruch wurde pollenanalytisch untersucht und als Ergänzung eine Analyse der Makroflora durchgeführt.

Die Ergebnisse zeigen, daß die organischen Ablagerungen erst an der Pollengrenze X/XI (nach OVERBECK & SCHNEIDER) beginnen, und daß sie nicht aus einem Altwasser hervorgegangen sind. Das Linder Bruch entstand vielmehr durch die sekundäre Versumpfung einer ausgetrockneten Flußrinne, die wahrscheinlich dem Rheinsystem angehört. Die zur Versumpfung notwendigen Wassermassen lieferte die unmittelbar benachbarte Mittelterrasse.

Ungeklärt bleibt zunächst noch die Frage nach der unterschiedlichen Wasserzufuhr in das Linder Bruch. Hier könnten Beziehungen zu einer wechselnden Bewaldung in Verbindung mit der Besiedlung der Mittelterrasse bestehen. Auch die Ursachen der Verhinderung einer früheren Versumpfung bedürfen noch der Feststellung. Es wird die Vermutung ausgesprochen, daß das Merheimer Bruch bei Köln, das ähnlich wie das Linder Bruch in einer ehemaligen Flußrinne auf der rechten Niederterrasse des Rheins liegt, ebenfalls durch eine sekundäre Versumpfung entstanden ist.

Abstract. A pollen-analysis was made of the Linder Bruch, which is located on the Lower Rhine Terrace south of Wahn. Additionally, an examination was made of the macro-floral remains.

The results show that the organic sediments were deposited at the beginning of pollenzone X/XI (OVERBECK & SCHNEIDER). They are not old river deposits, but the product of secondary mooring of a dried-up river arm, which apparently belongs to the Rhine system. The overflow-water was run-off from the higher lying Middle Terrace.

At present the problem of the varying water-levels in the Linder Bruch remains unresolved. A possibility is the change from forest- to settlement-areas on the Middle Terrace. Why the Linder Bruch did not become moored at a much earlier period has not yet been satisfactorily explained.

It is possible that the Merheimer Bruch near Köln results from a secondary mooring, too. Similar to the Linder Bruch it is situated in an old river-channel on the Lower Terrace of the eastern Rhine side.

Einleitung

Die pollenanalytische Untersuchung des Linder Bruchs wurde ursprünglich in einer ganz anderen Absicht begonnen. Gemäß dem Wunsch von Professor TROLL sollte versucht werden, den Verlandungsbeginn der Bonner Gumme festzustellen, eines ehemaligen, mitten durch das Stadtgebiet von Bonn fließenden Rheinarmes. Leider blieb die Suche nach Verlandungsschichten innerhalb der Gumme vergeblich¹⁾. Solche sind aber in dem auf der rechten Niederterrasse des Rheins zwischen Spich und Lind gelegenen sog. Linder Bruch ausgebildet, das ebenfalls in einer ehemaligen Flußrinne liegt. Ihrer Lage direkt am Fuß der Mittelterrasse nach könnte diese nach allgemeiner Ansicht ebenfalls als Rhein-Totarm angesehene Rinne das rechtsrheinische Gegenstück zu der Bonner Gumme darstellen.

¹⁾ Die Bonner Gumme wird in einer geomorphologischen Dissertation von Fr. R. KLEIN-SCHMIDT behandelt. Fr. R. KLEIN-SCHMIDT sowie Dr. H. BÖHM danke ich für die Teilnahme an Exkursionen sowie Hilfeleistungen bei Probenentnahmen im Linder Bruch.

Es wurde nun zunächst dieses Linder Bruch pollenanalytisch untersucht in der Absicht, hier ein Standardprofil aufzunehmen, das eine Datierungsgrundlage für etwaige spätere Funde von Torfen oder Gytjtjen in der Bonner Gumme bieten würde.

Leider hat sich die Hoffnung, pollenführende Sedimente in der Gumme zu finden, trotz eifriger Suche durch Fr. KLEINSCHMIDT und Dr. H. BÖHM bis heute nicht erfüllt. Dagegen lieferte die Untersuchung des Linder Bruchs überraschende Ergebnisse, die in mehrfacher Hinsicht interessant und aufschlußreich sind.

Lagebeschreibung, Probenentnahme und Pollendiagramm

Das Linder Bruch wird heute — nach den Entwässerungs- und Kultivierungsmaßnahmen — von einer Weide eingenommen, die stellenweise immer noch sehr feucht ist. An seinem Westrand, gegen Lind zu, befindet sich eine kleine Flugsanddüne, die durch ihren Bestand mit hochstämmigen Eichen und Birken weithin sichtbar ist. Auch die östlich vom Bruch gelegenen Hänge der Mittelterrasse (Wahner Heide) sind mit Eichen und Birken bewachsen. Im übrigen werden die fruchtbaren Böden der Niederterrasse heute intensiv landwirtschaftlich genutzt und sind daher waldfrei.

Das Linder Bruch wurde in seiner gesamten Längserstreckung mit der Dachnowsky-Sonde im Abstand von 100—300 m absondierte. Von mehreren Stellen wurden Proben der untersten, dem sandig-kiesigen Untergrund direkt auflagernden, Gytjtjaschichten entnommen. Zwei vollständige Bohrprofile entstammen dem Muldentiefsten, das östlich der Eichen-Birken-Düne zu suchen ist, ein weiteres südlich des Feldweges, der das Linder Bruch durchquert. Dabei gelang es zunächst nicht, die obersten, sehr nassen Flachmoorschichten zu bergen. Sie wurden im Herbst des darauffolgenden Trockenjahres (1964) als Torfziegel ergraben (Profil IV). Da die Flachmoorschichten durch den Wasserverlust stark geschrumpft waren, reichen die untersten Spektren dieses Pollendiagramms bereits in die obersten von Lind I hinein.

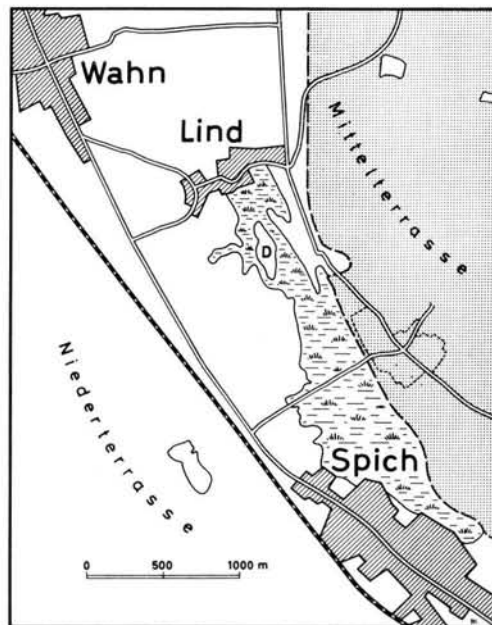


Abb. 1. Lageskizze vom Linder Bruch. D = Flugsanddüne.

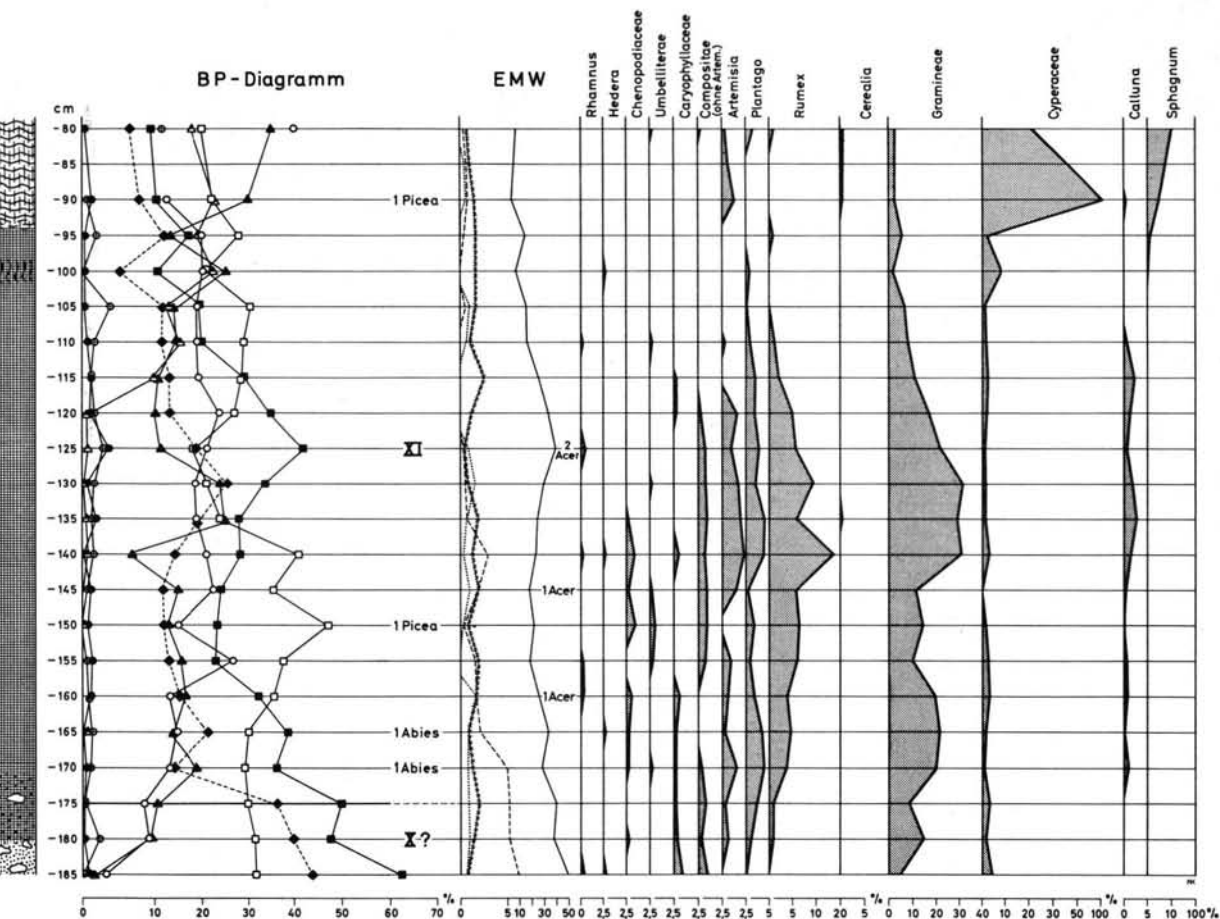


Abb. 2. Lind, Profil I.

Die Pollendiagramme der drei Bohrprofile stimmen untereinander völlig überein und beweisen damit den vegetationsgeschichtlichen Aussagewert der organischen Sedimente. Für die Wiedergabe im Text wurde Profil I ausgewählt, weil es nur wenige Meter von dem ergrabenen Profil IV entfernt liegt.

Die erbohrte Tiefe betrug im gesamten Bruch höchstens 1,85 m, mit einer Ausnahme in der Nähe der Flugsanddüne, wo 2,35 m erreicht wurden. Doch läßt das dieser Bohrung zugehörige Pollendiagramm erkennen, daß auch hier die Sedimentation von organischem Material nicht weiter in die Vergangenheit zurückreicht als in den übrigen Teilen des Bruchs.

Die stratigraphische Folge der Ablagerungen zeigt über dem mineralischen Untergrund eine etwa 1,20 m mächtige Tongyttja, die das Vorhandensein eines Sees bezeugt. Über der Gyttja folgen Verlandungsschichten, die sehr schnell über einen Seggentorf in ein beginnendes Birkenbruchwaldstadium übergehen. In Lind IV schaltet sich zwischen der Tongyttja und dem mit Weidenhölzchen durchgesetzten Seggentorf eine 20 cm mächtige Schwemmschicht aus breiten und schmalen Weidenblättern ein. Nach Ansicht von Herrn E. PATZKE, Pharmakognostisches Institut der Universität Bonn, handelt es sich u. a. um die Arten *Salix cinerea*, *S. repens* und vielleicht auch *S. alba*.

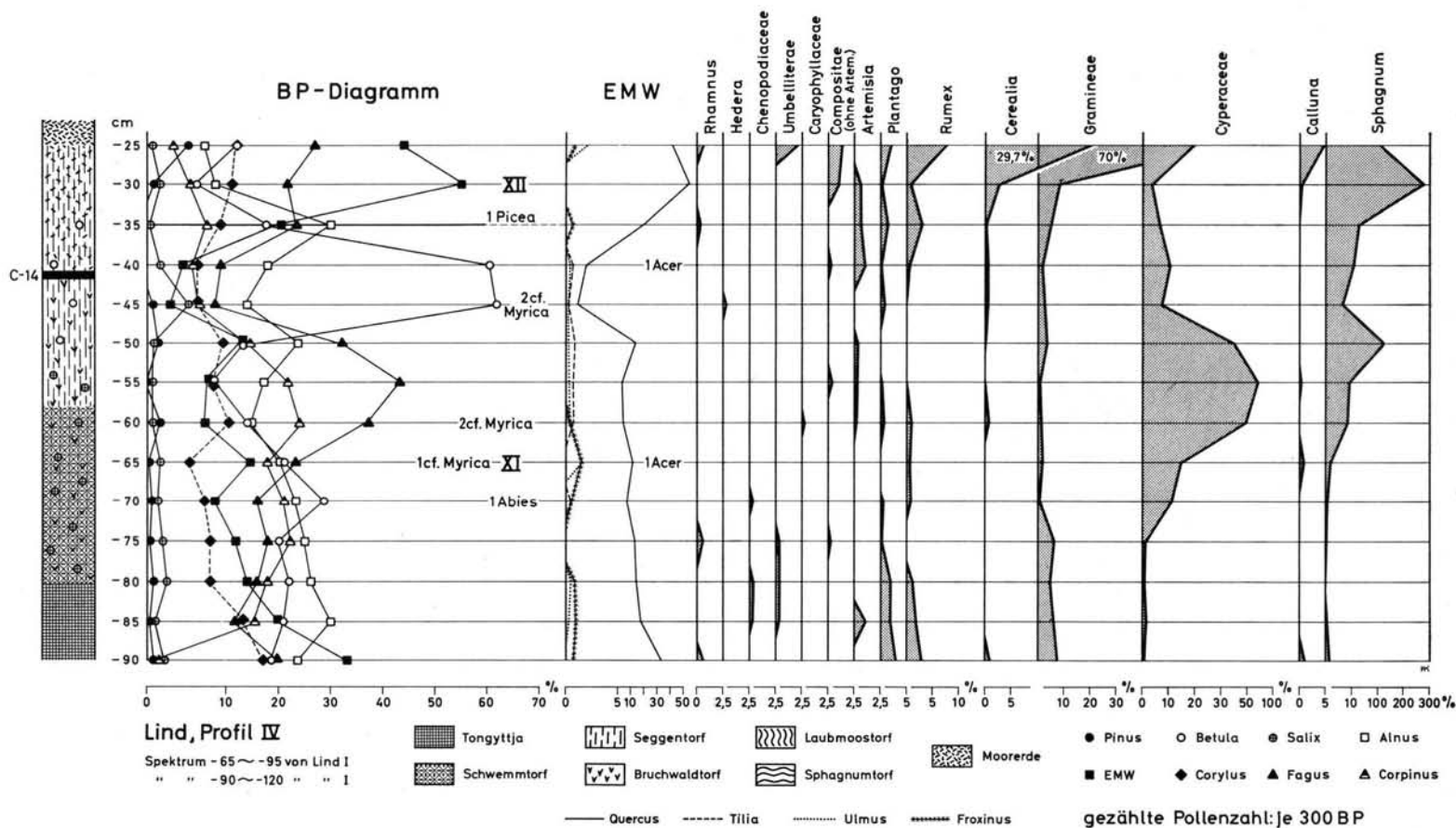


Abb. 3. Lind, Profil IV.

Der in Lind IV über der Blätterschicht folgende Bruchwaldtorf enthält Weiden- und Birkenstämme bis zu 10 cm Durchmesser. Die obersten 40 cm des Profils werden wiederum von einem Seggentorf eingenommen, der in Moorerde übergeht.

Die Folge der organischen Sedimente entspricht somit durchaus der eines verlandeten Altwässers, in dem sich der Übergang von der limnischen zur terrestrischen Phase sehr schnell vollzogen hat.

Das Pollendiagramm²⁾ zeigt uns nun, daß der Verlandungsbeginn dieses vermeintlichen Altwässers äußerst jung ist. Im Eichenmischwald hat nur noch die Eiche Bedeutung. Die Linde erreicht gerade noch in den unteren Spektren 5⁰/₀, wobei dieser Wert in der tiefsten, bereits sehr sandigen Probe wohl auf eine relative Anreicherung infolge selektiver Pollenzersetzung zurückzuführen ist. Ulme und Esche übertreten nur selten die 1⁰/₀-Grenze. Andererseits ist die Buche — die in unserem Diagramm ungewöhnlich hohe Werte erreicht — bereits von Anfang an mit 10⁰/₀ vertreten, wenn wir von der untersten Probe absehen. Auch die Hainbuche erscheint bald, und die Hasel sinkt schon in den ältesten Schichten von 40⁰/₀ auf 15⁰/₀ ab, um diesen Wert — von einigen kleinen Maxima abgesehen — nie wieder zu überschreiten.

Das Pollendiagramm umfaßt somit einen sehr jungen Abschnitt der postglazialen Vegetationsentwicklung. Seine genaue Abgrenzung bereitet Schwierigkeiten. Da das von SAUER (1955) mitgeteilte Pollendiagramm von Herfeld in der Wahner Heide gewiß einen gewaltigen Hiatus gerade im Bereich der uns interessierenden jüngeren Pollenzonen enthält, steht zu Vergleichszwecken nur das Merheimer Bruch bei Köln zur Verfügung. Es wurde von NIETSCHE 1940 und in jüngster Zeit noch einmal von REHAGEN (1964) pollenanalytisch bearbeitet. Die Diagramme der beiden Autoren stimmen untereinander und in ihren obersten Teilen auch mit den Diagrammen aus dem Linder Bruch gut überein. Diese umfassen demnach vor allem die Pollenzone XI³⁾. Nur die beiden untersten Spektren könnten noch in die Zone X zurückreichen. Da wir leider über die Zeitstellung der Zonengrenze X/XI im Niederrheingebiet noch kein genaues Datum angeben können, bleibt vorerst auch der Beginn der organischen Sedimentation im Linder Bruch unbekannt. Auf keinen Fall dürfte er jedoch älter sein als etwa 600—800 v. Chr., wahrscheinlich erheblich jünger.

Dieser Befund war überraschend. Denn da die Aufschotterung der Niederterrasse seit dem Praeboreal abgeschlossen war, konnte vermutet werden, daß das Linder Bruch mit seinen Ablagerungen bis in diese Zeit zurückreichen würde, ähnlich wie das Merheimer Bruch, das ebenfalls als verlandetes Rhein-Altwasser gedeutet wird.

Im Anschluß an die Beschreibung der Pollendiagramme soll noch auf zwei Befunde aufmerksam gemacht werden:

1) Unter den Haselpollen wurden wiederholt Formen festgestellt, die durchaus dem *Myrica*-Typ entsprechen. Sie wurden mit der Bezeichnung „cf. *Myrica*“ in das Diagramm aufgenommen. Der Gagelstrauch war früher im Linder Bruch ansässig. Wahrscheinlich war er auch auf der Mittelterrasse verbreitet, von wo seine Pollen in den damaligen See eingeweht wurden.

2) Die erwähnte Weidenblätterschicht enthielt keine höheren *Salix*-Pollenwerte als die übrigen Schichten. Wenn hier auch gewiß eine Schwemmschicht vorliegt, so hätte man doch höhere Pollenwerte der Weide erwarten dürfen. Das Beispiel zeigt, wie vorsichtig bei der Auswertung von Pollendiagrammen vorgegangen werden muß.

Deutungsversuche über die Entstehung des Linder Bruchs

Das überraschend junge Alter der organischen Ablagerungen im Linder Bruch forderte eine Erklärung. Es entstand zunächst der Gedanke, daß die unter den Tongyttjen lagernden Sande Flugsandverwehungen darstellen und unter diesen nochmals Torfe oder Gytt-

2) Von einer tabellarischen Zusammenstellung sämtlicher gefundener Kräuterpollen wurde abgesehen, da sie für die hier erörterten Fragen keinen Beitrag liefern würden.

3) Pollenzonen nach OVERBECK & SCHNEIDER.

jen folgen würden. Eine Bohrung bis in 4 m Tiefe förderte jedoch unter dem hier 2,40 m mächtigen organischen Material nur Sande und gröbere Kiese zutage. Der zunehmende Kiesanteil setzte der Handbohrung eine Grenze. Doch zeigt das Ergebnis eindeutig, daß hier Ablagerungen eines fließenden Gewässers vorliegen.

Auf welche andere Weise läßt sich aber dann das junge Alter des Linder Bruchs deuten? Hat hier vielleicht der Rhein, nachdem er sich bereits in die Niederterrasse eingegraben hatte, nochmals sein altes Bett angeschnitten? Dagegen spricht der mehr als 10 m betragende Höhenunterschied zwischen dem heutigen mittleren Rheinspiegel und dem Ablagerungsniveau der organischen Sedimente. — Oder wurde die Flußrinne durch einen weit nach Norden abgedrängten Sieg-Arm gebildet, der erst an der Wende Subboreal/Subatlantikum zu verlanden begann? Dafür schien die Beschaffenheit der Gytjen zu sprechen. Der absolute Kalk-Mangel bereits ihrer untersten Schichten läßt sich mit ihrer Entstehung in einem kalkreichen Rheinwasser nicht in Einklang bringen.⁴⁾

Weitere Überlegungen führten aber noch in eine andere Richtung, die sich von der Frage nach der Zugehörigkeit der Flußrinne zu Rhein oder Sieg löst:

Die dem Linder Bruch direkt benachbarte, höher gelegene Mittelterrasse ist bekannt wegen ihres Wasserreichtums und ihrer mageren Böden. Beide Erscheinungen werden durch die wasserstauende Wirkung tertiärer Tone in ihrem Untergrund und durch die Überlagerung mit Decksanden (?) bedingt. Sollte das Wasser, das die Bildung des Linder Bruchs bewirkte, evtl. von der Mittelterrasse gekommen sein? Der Tongehalt der Gytjen sowie die immer wieder in ihnen festgestellten Feinsandeinlagerungen waren die ersten Argumente für diese Hypothese. Zwischen der Ablagerung der Fußsedimente und der Tongytjen müßte dann die Flußrinne trocken gelegen haben. Erst später — nach einem Zeitraum unbekannter Dauer — begann das tonhaltige Wasser von der Mittelterrasse herabzurieseln. In dem durchlässigen Untergrund bildete sich zunächst ein StauhORIZONT, der die Versumpfung einleitete. Durch ständige Wasseranreicherung entstand schließlich ein See.

Wenn dieser Gedankengang richtig ist, so müßte sich in den untersten Gytjaschichten eine Sumpfflora nachweisen lassen; Arten des tieferen Wassers dürften dagegen erst etwas höher auftreten.

Der Nachweis einer solchen Lokalflora kann nur durch eine Großrestanalyse erbracht werden. So wurden die Gytjen schichtweise geschlämmt und die Samen und Früchte ausgelesen. Um Zufallsbefunde auszuschließen, wurde Material von mehreren Bohrprofilen, die insgesamt 600—800 m voneinander entfernt lagen, untersucht. Die Ergebnisse der Bestimmungen sind in Tabelle I aufgeführt.⁵⁾ Sie zeigen eindeutig, daß das Linder Bruch durch Versumpfung entstanden ist. Die untersten Schichten enthalten an allen Stellen reichlich *Lycopus*, *Polygonum*-Arten, *Rumex* u. a. Erst über diesen Basisschichten erscheinen Oogonien von *Nitella* (Lind V), die damit eine größere Wassertiefe anzeigen. Daß die Wasseranreicherung ohne wesentliche Unterbrechung erfolgte, beweist die Stetigkeit des Pollendiagramms.

Die Großrestanalyse lieferte jedoch noch einen anderen interessanten Befund: *Carex leporina* und *Verbena officinalis* können in dem damals noch stark bewaldeten und siedlungsfeindlichen Gebiet der Niederterrasse keine Bewohner der unmittelbaren Umgebung eines Sees gewesen sein. Ihr Vorkommen in den Gytjen wird aber verständlich, wenn

⁴⁾ Dr. E. KOPP, Institut für Bodenkunde der Universität Bonn, danke ich für Diskussionen über die Herkunft der Tongytjen. Er übernahm auch die Untersuchung der Flußsedimente. Der Silikatgehalt beträgt 27% und entspricht damit dem der Rheinablagerungen in unserem Gebiet. Die Röntgendiagramme lieferten keinen Beitrag zu der Frage nach der Zugehörigkeit der Flußrinne zum Rhein- oder zum Siegsystem.

⁵⁾ Dr. K.-H. KNÖRZER übernahm freundlicherweise die Nachbestimmung der Früchte und Samen. Die Zahl der Arten hat sich dadurch erheblich erweitert. Ich möchte ihm auch an dieser Stelle für seine Mühe noch einmal herzlich danken.

man eine Einschwemmung von der Mittelterrasse — wenigstens von ihren Randhängen — annimmt. Auf ähnliche Weise ließe sich auch das Vorkommen der schon genannten, anspruchslosen Weidenarten erklären.

Tabelle 1:

Großreste aus verschiedenen Bohrprofilen des Linder Bruchs
FG = Feindetritusgyttja, GG = Grobdetritusgyttja, ST = Seggentorf. (8) = Zahl der gefundenen Früchte bzw. Samen der betreffenden Art.

Lind I:

175—180 cm, FG, sandig:

Potamogeton natans (5), *Eleocharis palustris* (1), *Polygonum lapathifolium* (5), *P. minus* (3), *Lycopus europaeus* (11), *Atriplex* sp. (1), *Carex* Sect. *Vignea* (1), *Urtica dioica* (4).

170—175 cm, FG:

Polygonum lapathifolium (3), *Lycopus europaeus* (17), *Atriplex* sp. (2), *Cirsium* sp. (2), *Carex leporina* (2), *C. cf. leporina* (2), *Urtica dioica* (1).

160—170 cm, FG:

Potamogeton natans (2), *Sparganium minimum* (1).

150—160 cm, FG:

Potamogeton natans (2), *Betula* sp. (1), außerdem: *Cristatella mucedo* Cuv. (1), Statoblast eines nur in klarem, ruhigen Wasser in Kolonien lebenden Bryozoon.

120—150 cm, FG:

nur *Sphagnum*- und andere Laubmoosblätter.

110—120 cm, FG:

Potamogeton natans (1), *Carex* Sect. *Vignea* (1), *Betula pubescens* (wenige).

100—110 cm, GG:

Potamogeton natans (2), *Betula pubescens* (viel) und *B. verrucosa* (wenig).

90—100 cm, ST/GG:

Potamogeton natans (2), *Carex* Sect. *Vignea* (2), *Betula pubescens* (viel) und *B. verrucosa* (wenig).

Lind III:

160—166 cm, FG:

Potamogeton natans (4), *Sparganium minimum* (1), *Polygonum minus* (5), *Malachium aquaticum* vel *Stellaria media* (2), *Lycopus europaeus* (3), *Galeopsis cf. tetrahit* (1), *Verbena officinalis* (3), *Urtica dioica* (12), *Betula* sp. (2).

150—160 cm, FG:

Nitella flexilis (8), übereinstimmend mit BERTSCH 1941, *Potamogeton natans* (6), *Polygonum minus* (11), *P. lapathifolium* (1), *Malachium aquaticum* vel *Stellaria media* (7), *Lycopus europaeus* (7), *Juncus* sp. (2), cf. *Atriplex* sp. (1), *Urtica dioica* (20), *Carex leporina* (5), *Betula* sp. (2).

Lind V:

220—230 cm, vereinigt mit einer Parallelprobe, die noch etwas tiefer (240 cm) stieß, FG/Sand: *Potamogeton natans* (1), *Nymphaea alba* (1), *Sparganium minimum* (2), *Polygonum minus* (1), *Lycopus europaeus* (1), *Carex leporina* (1), *Betula* sp. (1).

Schließlich deutet auch die in unserem Profil nicht mehr erhaltene, jüngste Entwicklungsphase des Linder Bruchs darauf hin, daß jedenfalls dieses Stadium von der Verlandung eines Altwassers unabhängig verlief. Bemerkungen C. RADEMACHER's (1920, 1927) zufolge bestand das Bruch noch 1926 aus einem See, in dem von einem Boot aus gefischt wurde. In der zweiten Hälfte des vorigen Jahrhunderts soll es vollständig vertorft gewesen sein. Beim Torfstechen fand man einen fast 5 m langen Einbaum, über dessen Fundumstände J. BENDEL (1925) einen ausführlichen Bericht gibt: „... An der Ostseite hat das Bruch eine schmale Landzunge, die in dasselbe hineinreicht, und westlich von dieser fand man im Jahre 1857 einen einzigen Fund, einen Einbaum aus der Metallzeit. Man fand ihn beim Torfstechen, er lag 1½ m tief umgekehrt im Torf...“ Nach der terrestrischen Seggen-/Birkenbruchwaldphase muß somit eine erneute Vernässung eingetreten sein, die wahrscheinlich mit einer soligen bedingten Hochmoorentwicklung auf den sauren Böden des Birkenbruchwaldes begann. Später erkrank das Hochmoor, es bildete sich zum zweiten Mal ein See.

Nähere Einzelheiten über die Verhältnisse im Linder Bruch während des 19. Jahrhunderts erfahren wir aus einem Bericht des rheinischen Medizinal-Kollegiums vom 20. Januar 1838, der anlässlich der Entwässerung des Bruchs erstattet wurde.⁶⁾ Hier heißt es: „... Das Linder Bruch umfaßt 41 Morgen 137,11 Ruthen ... Die mittlere Wassertiefe beträgt 3½ Fuß und es stehen daher ungefähr 5.000 000 Kubikfuß Wasser in demselben. Diese Wassermasse ruht auf einer festen, undurchdringlichen Tonschicht, welche man unter dem 7 Fuß mächtigen Torflager überall antrifft. Der Sumpf behält daher seine 3½ Fuß auch bei trockenem Wetter ...“

Diese Angaben bezeugen das beträchtliche Ausmaß der erneuten Wasseransammlung, die sich durch eine vorübergehende Zunahme der in diesem Gebiet bei 700 mm im Jahr liegenden Niederschläge nicht erklären läßt. Es muß eine Zufuhr von außen erfolgt sein, für die nur die höher gelegene Mittelterrasse in Betracht kommt. Die geologische Karte 1 : 25 000, Blatt Wahn, in der Bearbeitung von FLIEGEL 1907—1909, verzeichnet auf der Abdachung der Mittelterrasse zwei Rinnen, die etwa auf der Höhe der Flugsanddüne gemeinsam in das Bruch münden.

Die Ergebnisse dieser wissenschaftlichen Untersuchung wurden durch den jetzigen Besitzer des Linder Bruchs, Herrn Josef KLEIN, voll bestätigt. Seinen Aussagen zufolge wurde der hohe Wasserstand im Bruch durch Oberflächenwasser, das ständig von der Mittelterrasse herabrieselte, bedingt. Als bevorzugte Zuflußwege dienten dabei die beiden von FLIEGEL in die geologische Karte aufgenommenen Rinnen, von denen eine sogar einen Weiher enthielt, der später zugeschüttet wurde. Im Zuge mit den Entwässerungsmaßnahmen im Bruch (1926) entstanden auf der Mittelterrasse zwei Kanäle, die das bereits hier gestaute Wasser ableiten sollten.

Auch in den „Acta des rheinischen Oberpraesidii“ wird mehrfach die Herkunft des Wassers im Linder Bruch als „aus dem Gebirge“ kommend oder aus der „von Süden nach Norden hinziehenden Bergkette“ u. ä. erwähnt.

Versuch einer Deutung der unterschiedlichen Wasserverhältnisse im Linder Bruch

Mit der Klärung der Herkunft der Wassermassen ist aber noch nicht die Frage nach ihrer unterschiedlichen Zufuhr in das Linder Bruch beantwortet. Sieht man von klimatischen Ursachen ab, so liegt es nahe, an eine wechselnde Bewaldungsdichte auf der Mittelterrasse zu denken, die aber nur auf menschliches Eingreifen zurückgeführt werden kann. Nach MARSCHALL, NARR und v. USLAR (1954) soll die in der Vorzeit dicht besiedelte Mittelterrasse nach der Latènezeit vom Menschen verlassen und erst wieder in der fränkischen Periode besiedelt worden sein. Während der Zeit der Siedlungsleere soll sich das Gebiet wieder bewaldet haben!?)

Es wäre denkbar, daß die Wiederbewaldungsphase auf der Mittelterrasse mit der terrestrischen Phase im Linder Bruch (Seggen- und Bruchwaldtorfbildung) in ursächlichem Zusammenhang steht. Leider fehlen aus dem Bruch absolut datierte Leithorizonte, die eine evtl. bestehende zeitliche Korrelation berechnen ließen. Da der schon erwähnte Einbaum im letzten Krieg verbrannt und seine zeitliche Einstufung unklar geblieben ist, liegt leider auch von dieser Seite kein Anhaltspunkt vor.

Die einzige Möglichkeit einer absoluten Datierung bot die C¹⁴-Datierung der autochthonen Bruchwaldhölzer. Für diese Untersuchung danke ich Professor SCHARPENSEEL und

⁶⁾ Herrn Stadtarchivar J. HUCK, Porz, verdanke ich die Einsicht in ein umfangreiches archaisches Quellenmaterial, dem ich viele wertvolle Hinweise entnommen habe.

⁷⁾ Lt. frdl. Mitteilung von Stadtarchivar HUCK wurde die Wahner Heide in fränkischer Zeit zwar nur in ihren Randbezirken besiedelt, in dem Gebiet selbst jedoch ein arger Raubbau getrieben.

Diplom-Chemiker PIETIG vom Institut für Bodenkunde der Universität Bonn. Mit 320 n. Chr. \pm 80 korreliert das Bruchwaldstadium tatsächlich mit der Zeit der Siedlungsleere auf der Mittelterrasse! —

Da die Bruchwaldhölzer nicht horizontal, sondern mit einem unterschiedlichen Neigungswinkel im Torf lagen, bezeichnet das C¹⁴-Alter nicht genau die in der Abb. 3 angegebene Schicht, die nur die Entnahmetiefe der Hölzer kennzeichnet. Die Dauer des Bruchwaldstadiums schließt lediglich das Datum 320 n. Chr. \pm 80 ein, wobei ungewiß bleibt, wie weit es sich in die ältere und in die jüngere Zeit hinein erstreckt.

Die Niederterrasse selbst blieb in unserem Gebiet während fast des gesamten Zeitraums, den das Pollendiagramm umfaßt, ungerodet. Das bezeugen die geringen Werte der Kräuterpollen, unter denen außerdem die Cerealia bis auf die obersten Spektren vollständig fehlen. Vereinzelt Funde vom Weizen-Typ können von der Mittelterrasse eingeweht worden sein oder dem Wildgras *Glyceria* angehören, dessen Pollen dem Weizen-Typ sehr ähnlich sind. Zwar bezeugen die Werte von *Plantago* (meist *lanceolata*-Typ), *Rumex* u. a., daß eine Weidewirtschaft auf der Niederterrasse betrieben wurde. Doch dürfte lediglich das Vieh zur Mast in das nährstoffreiche, sumpfige Gebiet eingetrieben worden sein. Die Rodung und ackerbauliche Nutzung der Niederterrasse erfolgte erst in fränkischer Zeit, die aber im Pollendiagramm nicht mehr erfaßt wurde. Das oberste Spektrum dürfte bereits den gestörten Schichten angehören.

Schlußbetrachtungen

Die botanische Untersuchung des Linder Bruchs — sowohl die durchgeführte Pollen- als auch die Großrestanalyse — haben die Ursachen seiner Entstehung aufgeklärt. Darüber hinaus haben die Ergebnisse Hinweise für die vorgeschichtliche Siedlungskunde dieses Gebietes ergeben. Gleichzeitig entstanden aber neue Probleme, die noch der Klärung bedürfen. So erhebt sich die Frage, warum die Versumpfung nicht früher begonnen hat. Liegen hier ebenfalls nur lokale Gründe vor oder steht sie evtl. mit der allgemeinen Klimaverschlechterung an der Wende Subboreal/Subatlantikum in Zusammenhang? Es wird weiterhin vermutet, daß das Merheimer Bruch bei Köln ebenfalls durch Versumpfung entstanden ist. Darauf deutet die Stratigraphie der von NIETSCHE und REHAGEN gebrachten Profile. Lediglich die von REHAGEN für die untersten 12 cm angegebene Kalkgyttja könnte als Überrest eines verlandeten Rhein-Altwassers angesehen werden. Auch für das Merheimer Bruch ist ein hoher Vernässungsgrad noch für das 19. Jahrhundert archivalisch belegt.

Eine Früchte- und Samenbestimmung der untersten Gyttjaschichten des Merheimer Bruchs könnte diese Frage klären. Auf jeden Fall zeigen die Ergebnisse der Untersuchungen im Linder Bruch, daß scheinbar eindeutige geomorphologische Verhältnisse täuschen können.

Die Durchführung der vorliegenden Untersuchung wurde mit Hilfe eines Forschungsauftrages des Landes Nordrhein-Westfalen (Landesamt für Forschung) sowie eines Forschungsstipendiums der Deutschen Forschungsgemeinschaft ermöglicht.

Schrifttum:

- BENDEL, J.: Heimatbuch des Landkreises Mülheim am Rhein. Köln-Mülheim 1925.
 DITTMAYER, H.: Siedlungsnamen und Siedlungsgeschichte des Bergischen Landes. Verlag Ph. C. W. Schmidt, Neustadt a. d. Aisch, 1956.
 HUCK, J.: Karte der Wahner Heide von 1757. „Unser Porz“ H. 5, 1963.
 KOPP, E.: Zur Genese der Böden aus Hochflutlehm auf der Niederterrasse im Raume Bonn—Köln —Krefeld. Eiszeitalter und Gegenwart **15**, Ohringen 1964.

- MARSCHALL, A., NARR, K. J. & v. USLAR, R.: Die vor- und frühgeschichtliche Besiedlung des Bergischen Landes. Verlag Ph. C. W. Schmidt, Neustadt a. d. Aisch, 1954.
- NIETSCH, H.: Pollenanalytische Untersuchung auf der Niederterrasse bei Köln. Ztschr. dtsh. geol. Ges. **92**, 1940.
- RADEMACHER, C.: Die vorgeschichtliche Besiedlung der Heideterrasse zwischen Rheinebene, Acher und Sülz. Mannus-Bibliothek Nr. 20, Leipzig 1920. - - Die Heideterrasse zwischen Rheinebene, Acher und Sülz (Wahner Heide). Verlag C. Kabitzsch, Leipzig 1927.
- REHAGEN, H.-W.: Zur spät- und postglazialen Vegetationsgeschichte des Niederrheingebietes und Westmünsterlandes. Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. **12**, Krefeld 1964.
- SAUER, E.: Die Wälder des Mittelterrassengebietes östlich von Köln. Decheniana, Beihefte **1**, 1955.
- v. USLAR, R.: Zur vor- und frühgeschichtlichen Besiedlung des Bergischen Landes. Rhein. Vierteljahrsbl. **15/16**, 1950.
- Staatsarchiv Koblenz, Abt. 403, Nr. 1540, Acta des rheinischen Ober-Praesidii, betr.: Die Ableitung der Moräste und Sümpfe bei dem Dorf Lind. Bd. **1** 1831-1835; Bd. **2** 1836-1846.

Manusk. eingeg. 29. 3. 1966.

Anschrift der Verfasserin: Dr. Ilse Peters, Geolog.-Paläont. Institut, 53 Bonn, Nußallee 8.

Ein speläo-chronologischer Beitrag zur postglazialen Klimageschichte

VON HERBERT W. FRANKE, Kreuzpüllach

Mit 2 Abbildungen

Zusammenfassung. Höhlensinter bietet gute Voraussetzungen für die Anwendung der Radiocarbon-Datierung. Es werden einige Ergebnisse von Messungen an Stalagmiten mitgeteilt; die Untersuchung erfolgte im C¹⁴-Laboratorium des 2. Physikalischen Instituts der Universität Heidelberg. Nimmt man für sekundären Kalk einen Rezentstandard von 85% an, so liegen die Wachstumsperioden der untersuchten Stalagmiten innerhalb des postglazialen Klimaoptimums. Das bestärkt die Ansicht, daß die Wachstumsgrenzen von Sintergenerationen Zeitmarken für klimatische Übergangsphasen sind. Zur genaueren Prüfung der Situation ist eine Meßreihe geplant, aus der sich C¹⁴-Daten für die postglaziale Klimageschichte ergeben sollten.

Summary. Secondary calcium carbonate sediments in caves offer good presuppositions for the application of radio carbon dating. Some results of measurements on stalagmites are reported; they were received by the C¹⁴-Laboratory of the 2. Physikalisches Institut, University Heidelberg. If for secondary calcium carbonate a recent standard of 85% is assumed, the growth periods of the examined stalagmites lie within the postglacial climatic optimum. That strengthens the opinion that growth limits of sediment generations are time marks for phases of climatic changes. The situation will be examined in a planned series of measurements which should result in C¹⁴-dates for the postglacial history of climate.

Höhlensinter weist einige Eigenschaften auf, die ihn für chronologische Untersuchungen geeignet erscheinen lassen:

1. Als sekundärer Kalk enthält er das Kohlenstoffisotop C¹⁴ und ist daher der Radiocarbonatierung zugänglich (FRANKE 1951).

2. Die jüngsten Sintergenerationen stammen aus der Periode des Postglazials und liegen daher innerhalb der Meßgrenzen (FRANKE, MÜNNICH & VOGEL 1961).

3. Höhlensinter ist seiner Natur nach vor den abbauenden Einflüssen der Atmosphären geschützt und vor Verlagerung weitgehend gesichert; eventuell erfolgte Bewegungen sind durch Sprungstellen zu erkennen.

4. Das Sintermaterial ist kompakt und Austauscheffekten viel weniger ausgesetzt als Knochen.

5. Höhlensinter ist geschichtet und läßt in seinen Folgen klimatische oder klimatisch bedingte Ereignisse erkennen, beziehungsweise ist mit solchen zu korrelieren (FRANKE & TRIMMEL 1962).

Demgegenüber ist auch ein Nachteil zu erwähnen: Der Rezentstandard der sekundären Kalke bedarf noch einer genauen Bestimmung. Diese Unsicherheit vermindert die Meßgenauigkeit vorderhand um maximal eine Halbwertszeit, vermutlich aber um weniger.

Wie die Theorie zeigt, ist für die Bildung größerer Sintermengen Vegetation oberhalb der Fundstelle Voraussetzung (BÖGLI 1954). Höhlensinter ist daher ein Kennmerkmal für ein dem Pflanzenwuchs zuträgliches Klima. Die starke, heute aktive Sinterentstehung in der mediterranen Klimazone kann als Beweis dafür gelten, und auch die ersten C¹⁴-Messungen von Höhlensinterproben bestätigen dieses Ergebnis. Es liegt daher nahe, die Basis- und Deckflächen von Sinterlagen als Marken für die Anfangs- und Endzeiten der postglazialen Wärmestadien zu verwenden.

Diese Auffassung wurde zuletzt durch einige Messungen von D. BERDAU und K. O. MÜNNICH am C¹⁴-Laboratorium des Zweiten Physikalischen Instituts der Universität Heidelberg unterstützt. Als Proben dienten kerzenförmige Stalagmiten, die die Leitformen einer konstanten physikalisch-chemischen Situation sind und sich auch noch aus einigen anderen Gründen besonders gut für Datierungen eignen (FRANKE 1965).

Tabelle 1

I. Kalksinter eines Stalagmiten aus dem Katerloch bei Weiz, Steiermark, Österreich		
H 2268—1700	Katerloch A Schnitt 39/41	6645 ± 105 J.
H 2268—1701	Katerloch A Schnitt 37/39	6575 ± 85 J.
H 2268—1692	Katerloch C Schnitt 0.5/1.5	5760 ± 75 J.
II. Kalksinter eines Stalagmiten aus der Karls- und Bärenhöhle bei Erpfingen, Schwäbischer Jura, Deutschland		
H 2269—1713	Bärenhöhle A Schnitt 42/44	8150 ± 110 J.
H 2269—1711	Bärenhöhle C Schnitt 3/5	3660 ± 65 J.
III. Kalksinter eines Stalagmiten aus der Alten Höhle (Prinzenhöhle) bei Hemer, Sauerland, Deutschland		
H 2270—1729	Prinzenhöhle A Schnitt 53/55	5840 ± 75 J.
H 2270—1728	Prinzenhöhle D Schnitt 1.5/4.5	3870 ± 80 J.

Anmerkung zu Tabelle 1: Die Angaben der linken Spalte sind die laufenden Nummern der vom Heidelberger C¹⁴-Institut gemessenen Proben. Die Schnittstellen unter- und oberhalb der scheibenförmig entnommenen Proben sind durch Zentimeterangaben, von der Basis aus gemessen, gekennzeichnet. Die Zeitwerte sind in Jahren vor 1950, dem Bezugsjahr der C¹⁴-Altersdaten, angegeben, die Fehlergrenzen durch den mittleren Meßfehler. Als Rezentstandard des Kalksinters wurde 85% der Aktivität rezenter organischer Proben angenommen. Als Halbwertszeit diente der Wert 5568 Jahre.

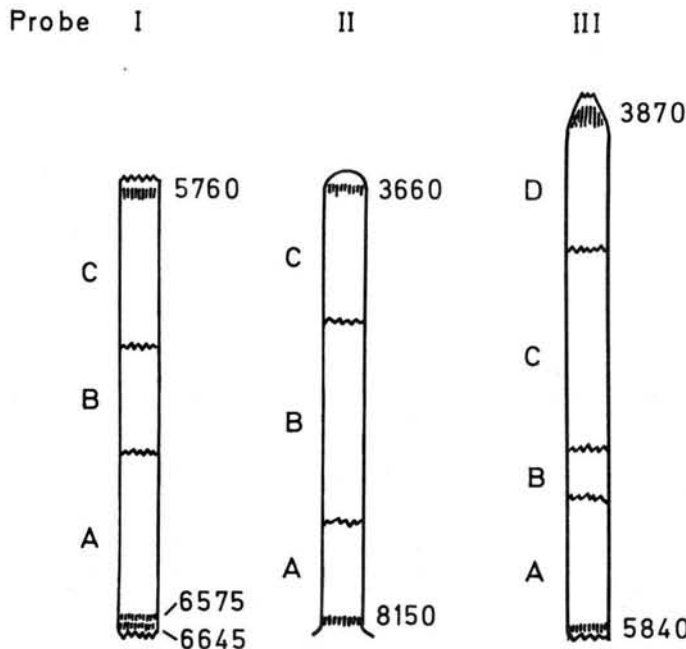


Abb. 1. Die Skizze gibt die zur Messung verwendeten Stalagmiten in ihren richtigen Längenverhältnissen wieder. Bruchflächen sind durch gezackte Linien angedeutet, die einzelnen Bruchstücke wurden mit A, B, C, D bezeichnet. Der Ort der Probeentnahme ist durch senkrechte Strichelung gekennzeichnet. Die Scheiben wurden geschält, um den Einfluß der aus jüngeren Abschnitten stammenden Randschichten auszuschalten. Bei den Jahresangaben (vor der Gegenwart) sind die Fehlergrenzen weggelassen.

Die Messung hatte den Zweck, die Wachstumsgeschwindigkeit von Sinter festzustellen. Es kam also nur darauf an, gleichmäßig gewachsene Proben aus dem meßbaren Zeitbereich, also der jüngsten, gut meßbaren Sintergeneration, zu entnehmen. Die Auswertung ergab, daß alle aus dem warmfeuchten Atlantikum stammen, vorausgesetzt, daß der Rezentstandard richtig gewählt wurde. Diese Voraussetzung gilt auch für die folgenden Alterszuordnungen.

Die Deckabschnitte der Proben II und III haben dasselbe Alter — das heißt, daß sie trotz ihres verschiedenen Ursprungs ihre Wachstumsperiode zur gleichen Zeit beendet haben, und zwar während des Wechsels vom Atlantikum zum warmtrockenen Subboreal. Bei Probe I fehlt der Kopfabschnitt, so daß kein Vergleich mit ihr möglich war. In seiner vollen Erstreckung erhalten ist nur der Stalagmit II; er dokumentiert eine volle Wachstumsperiode. Sein Entstehungsbeginn liegt an der Grenze zwischen dem kühl-trockenen Präboreal und dem warmtrockenen Boreal — in jenem Abschnitt, in den man das Ende der Eiszeit verlegt.

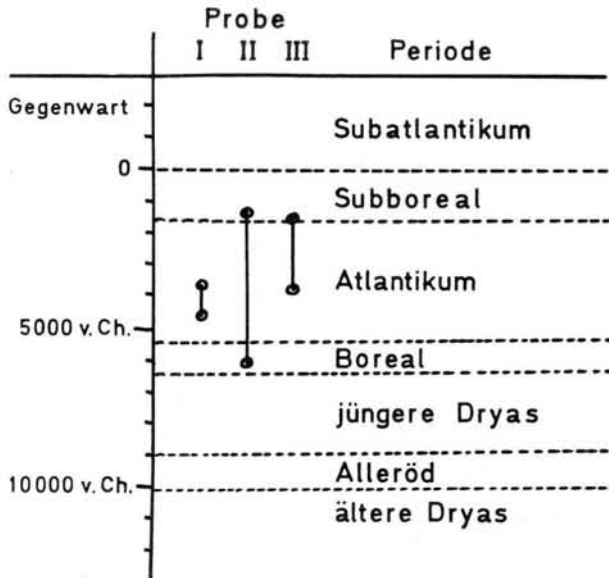


Abb. 2. Die Darstellung gibt die Einpassung der Tropfstein-Wachstumszeiten in den Kalender der postglazialen Klimaperioden wieder.

Schon bei diesen wenigen Stichproben zeigt sich eine deutliche Zuordnung der Wachstumsgrenzen zu klimatischen Übergängen. Es ist geplant, eine größere Serie von Sinterproben zu datieren, um aus der Statistik der Meßergebnisse neue Hinweise für eine genauere Einstufung der postglazialen Klimageschichte zu gewinnen.

Die Radiocarbonanalysen wurden im C^{14} -Laboratorium des Zweiten Physikalischen Instituts der Universität Heidelberg vorgenommen, wofür ich den Herren D. BERDAU und Dr. K. O. MÜNNICH zu besonderem Dank verpflichtet bin. Weiter habe ich den Herren H. HOFER, Dürntal, Steiermark, K. BEZ, Erpfingen, Schwaben, und K.-H. PIELSTICKER, Hemer-Sundwig, Sauerland, für die Beistellung der Sinterproben zu danken.

Literatur

- FRANKE, H. W.: Altersbestimmung von Kalzitkonkretionen mit radioaktivem Kohlenstoff. *Naturwissenschaften* **38**, 527, 1951.
- FRANKE, H. W., MÜNNICH, K. O., VOGEL, J. C.: Die Radiokohlenstoffdatierung von Kalkabscheidungen. *Atompraxis* **7**, 298, 1961.
- FRANKE, H. W., TRIMMEL, H.: Radiokarbondatierungen an Sinterproben der Griffener Tropfsteinhöhle. *Carinthia II*, **152**, 108, 1962.
- BÖGLI, A.: Das Verhalten von Karbonaten in der Natur. *Die Höhle*, **5**, 36, 1954.
- FRANKE, H. W.: The Theory behind Stalagmite Shapes. *Studies in Speleology* **1**, 89, 1965.

Manusk. eingeg. 18. 7. 1966

Anschrift des Verf.: Dr. H. W. Franke, 8024 Kreuzpullach, Post Deisenhofen, Bayern.

Der Ablauf des Eiszeitalters

Von PAUL WOLDSTEDT, Bonn

Mit 1 Tafel und 1 Abbildung im Text

Zusammenfassung. Es wird eine schematische Kurve für das ganze Eiszeitalter, zunächst für Mitteleuropa, gezeichnet. Sie gilt aber auch für die ganze übrige Welt. Sie ist keine maßstabgerechte Temperaturkurve; dafür reichen die Daten noch nicht aus. Die Einteilung geschieht so, daß drei Abschnitte unterschieden werden (Alt-, Mittel- und Jungquartär), die jedesmal aus zwei Zyklen (Kalt- und Warmzeit) bestehen. Das Altquartär umfaßt dabei wahrscheinlich noch einen weiteren Zyklus, der ebenfalls aus einer Kalt- und einer Warmzeit von geringerem Ausmaß besteht.

Der Umfang der Kaltzeiten scheint im Laufe der Entwicklung zuzunehmen und sein Maximum in der Mindel- oder Riß-Eiszeit zu erreichen. Die Zahlen, die nach der K/Ar-Methode für die menschliche Entwicklung angegeben werden, sind in ihrer jetzigen Größenordnung schwer in der Kurve unterzubringen.

Abstract. A tentative curve for the whole Ice age or Quaternary is given, especially for Europe. The Quaternary consists of 6—7 cycles beginning each time with a cold phase and ending with a warm one. Three subdivisions can be distinguished: The Lower Quaternary comprehends the Praetiglian cold phase, the Tiglian warm phase, the Eburonian cold phase and the Waalian warm phase. Probably there is still another cycle before them of a pluvial-interpluvial character. The Medial Quaternary embraces the Günz Glaciation, the Cromerian Interglacial, the Mindel Glaciation, which probably is twofold, and the Holstein-Interglacial. The Upper Quaternary comprehends the Riss Glaciation, which also is twofold, the Eem-Interglacial, the Würm Glaciation and the Postglacial or Holocene. The latter cannot have the status of a formation, but only of a subdivision of the Würm cycle.

It seems that the cold phases increase in intensity in the course of the Ice age and reach their maximum in the Mindel or Riss glaciations. The figures given by the K/Ar method for the human evolution can hardly be inserted in this curve.

Die beigegebene Tafel 1 zeigt den Ablauf des Eiszeitalters, und zwar in schematischer Form zunächst für Mitteleuropa. Wir werden später sehen, daß dieses Schema auch für die ganze übrige Welt gilt.

Die Würm (= Weichsel)-Eiszeit kennen wir am besten. Wir wissen, daß sie durch mindestens drei Interstadiale untergliedert war und daß sie vielleicht 60 000 Jahre gedauert hat. Ihr Aufbau ist asymmetrisch, insofern als dieser vielleicht 50 000 Jahre bis zu seinem Maximum gebraucht hat und nur wenig mehr als 10 000 Jahre für den Abbau. Die vorhergehende Eem-Interglazialzeit mag etwa 30 000 Jahre gedauert haben.

Für den Aufbau der früheren Eiszeiten ist ein ähnliches Schema angenommen worden: langsamer, durch Interstadiale unterbrochener Aufbau, verhältnismäßig rascher Abbau. Dabei ergibt sich für die Saale (= Riß)-Eiszeit eine Doppelung dieses Schemas. Einem zweimaligen langsameren Aufbau folgt ein zweimaliger schneller Abbau. Dazwischen liegt das Großinterstadial von Quakenbrück (KOPP & WOLDSTEDT 1965). Das Holstein-Interstadial ist nach neueren Untersuchungen, hauptsächlich von tschechischen Forschern (vgl. bes. MACOUN, ŠIBRAVA, TYRÁČEK & KNEBLOVÁ-VODIČKOVÁ 1965), zweigeteilt durch eine kalte Phase. Die bisher bekannten Pollendiagramme der Holstein-Interglazialzeit sollen im ersten Abschnitt liegen.

Die vor der Holstein-Interglazialzeit liegende Elster (= Mindel)-Eiszeit scheint ebenfalls zweigeteilt zu sein (vgl. u. a. KURTÉN 1960). In dem Großinterstadial zwischen den beiden Teilen liegt die Travertinbildung von Vertesszöllös in Ungarn (KRETZOI & VÉRTES 1965). Aber auch z. B. die Winter-Hill-Terrasse bei London (WOOLDRIDGE 1938) wird man in diesen Zeitraum zu verlegen haben, ebenso wie die Hochterrasse der Somme (BREUIL & KOSLOWSKI 1931). Das Groß-Interstadial wird hier im Westen recht warm

gewesen sein. Das Interglazial von Cromer, das vor der Elster-Eiszeit liegt, ist ebenfalls durch eine kalte Phase zweigeteilt. Wohin die bisherigen Pollendiagramme (Cromer, Westerhoven, Bilshausen usw.) gehören, ist noch unsicher. Die davor liegende Günz (= Menapium)-Kaltzeit ist als einheitlich angenommen worden, obwohl wir dies, streng genommen, nicht wissen.

Die Waal-Interglazialzeit, die die Günz-Eiszeit von der vorhergehenden Donau (= Eburonium)-Eiszeit trennt, ist durch pollenanalytische Untersuchungen von H. ZAGWIJN (1960) insoweit bekannt, als sie ebenfalls durch eine kalte Phase unterteilt ist. Es folgt die Donau-Kaltzeit und davor die Tiglium (= Tegelen)-Interglazialzeit. Auch hier können wir einen Anhalt für die Gliederung aus den ZAGWIJN'schen Pollendiagrammen gewinnen. Schließlich trennt diese Interglazialzeit die Praetiglium (= Biber)-Kaltzeit von der Reuverstufe, die bereits ins Oberpliozän gestellt wird.

Hiermit ist in Holland die quartäre Schichtenfolge abgeschlossen. Aber es ist wahrscheinlich, daß an der Basis des Tigliums oder des Prätigliums eine Diskordanz vorhanden ist und daß davor noch eine Reihe von Faunen-Vorkommen liegen, die wahrscheinlich ebenfalls ins Quartär gehören. Sie werden als „Villafranchium-Faunen“ bezeichnet (VIRET 1954, KURTÉN 1963) und sind im allgemeinen durch das Zusammenvorkommen von *Elephas meridionalis* (unter Einschluß von *E. planifrons*) und *Mastodon* (*Anancus*) *arvernensis* (gelegentlich *M. borsoni*) gekennzeichnet. Zum Teil scheinen sie noch in den bisher betrachteten Raum des Tigliums und Prätigliums zu gehören. So tritt die Fauna von Leffe im unteren Teil des Tigliums auf.

Es ist wahrscheinlich, daß die Fauna von Saint-Vallier in den als Prätiglium (= Biber) bezeichneten Abschnitt gehört. In diesem wurde ein Löß gebildet, der später verhärtet wurde („Loess durci“; vgl. VIRET 1954). Er läßt zwei bis drei durch wärmere Abschnitte getrennte Phasen erkennen (BOURDIER 1961; BRUNNACKER 1966). Es ist bisher nicht sicher, ob die Fauna einheitlich ist oder aus verschiedenen Abschnitten stammt. Jedenfalls aber scheint sie ins Prätiglium zu gehören. Davor aber sind noch einige Faunen vorhanden, wie *Pardines*, *Roccaneyra*, *Étouaires* und andere, die ebenfalls von KURTÉN (1963) noch ins Quartär gestellt werden (vgl. auch BOUT 1960). Die beiden zuerstgenannten Faunen sollen „Interpluvialfaunen“ sein, *Étouaires* dagegen eine „Pluvialfauna“. Davor kämen wir endgültig ins Pliozän.

Die Kurve ist, das sei ausdrücklich hervorgehoben, keine Temperaturkurve. Eine solche ist sie höchstens für die Interglazialzeiten. In den Glazialzeiten soll auch die Ausdehnung der Inlandeise angedeutet werden, die sich durch Summierung der kalten Phasen bei den einzelnen Glazialen ergibt. Es ist nicht ohne weiteres sicher, daß der größten Ausdehnung eines Inlandeises allgemein auch die größte Kälte entspricht.

Unsere Darstellung ist auch nicht maßstabsgerecht. Sie mag etwa bis zum Cromer einigermaßen zutreffen. Vorher ist sie völlig willkürlich. Wahrscheinlich sind die Zeiträume, je älter sie werden, umso mehr verkürzt dargestellt. Das gilt besonders für den ältesten Abschnitt, vom Prätiglium ab rückwärts.

Es fragt sich nun: wie soll man den ganzen in dieser Kurve dargestellten Komplex gliedern? Eine Einteilung wie bisher in Ältestpleistozän (bis zum Beginn des Günz), Altpleistozän (Günz, Cromer und Mindel), Mittelpleistozän (Holstein und Riß) und Jungpleistozän (Eem und Würm) ist unlogisch und entspricht nicht dem heutigen Stand der Kenntnisse. Es sind die Begriffe „Alt“, „Mittel“ und „Jung“ neu zu definieren. Die ganze Kurve fängt mit einer Kaltzeit (bzw. „Pluvialzeit“) an, der jedesmal eine Warmzeit folgt. Sie besteht also aus einer Reihe von Zyklen, die aus Kaltzeit und Warmzeit bestehen. Es ist logisch, auch die Unterabschnitte mit einer Kaltzeit zu beginnen und mit einer Warmzeit enden zu lassen.

Zu derselben Einteilung kommt man aus anderen Überlegungen. Wenn man, wie in Nordamerika, mehrere Grundmoränen mit ihren charakteristischen Verwitterungsdecken

(„Gumbotils“) übereinander hat, dann wird man die Hauptgrenzen an die Oberkante der Verwitterungsdecken legen, nicht an die Unterkante. Denn dies ist erst eine Grenze 2. Ordnung. a, b und c (Abb. 1) seien die Grundmoränen des Kansans, Illinoians und Wisconsin mit ihren charakteristischen Verwitterungsdecken a_1 (Yarmouth), b_1 (Sangamon) und c_1 (Postglazialzeit), wie sie gelegentlich in Bohrungen übereinander angetroffen werden. Es ist klar, daß man die geologischen Grenzen 1. Ordnung oberhalb von a_1 und b_1 legen wird. Die Unterkanten von a_1 , b_1 und c_1 sind erst Grenzen 2. Ordnung. In Mitteleuropa hat man vielfach die Grenzen an die Unterkante der Interglaziale gelegt — ich selber habe dies auch getan — und Interglazialzeit und nächstes Glazial als einen zusammengehörigen Zyklus betrachtet. Aber zweifellos ist es richtiger, den Zyklus mit einem Glazial zu beginnen und mit einem Interglazial enden zu lassen.

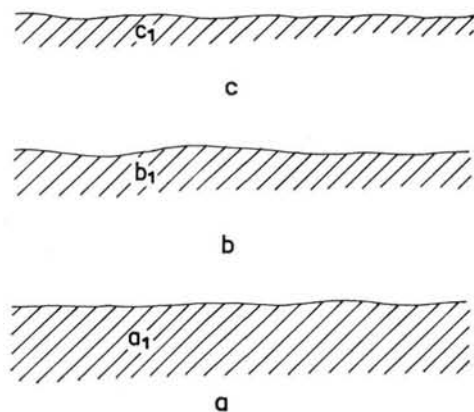


Abb. 1. Schematisches Profil durch die drei Grundmoränen des Kansans (a), des Illinoians (b) und des Wisconsin (c) mit ihren Verwitterungsdecken (a_1 , b_1 und c_1).

Wir lassen also das Jungquartär¹⁾ mit dem Beginn der Saale (= Riß)-Eiszeit anfangen. Es gehören dazu die Drenthe- und Warthe-Vereisung, die Eem-Interglazialzeit, die Würm-Eiszeit und die Postglazialzeit. Letztere kann nicht den Rang einer besonderen Formation beanspruchen — ein Standpunkt, den ich noch 1962 vertreten habe, den ich aber jetzt aufgeben muß —, sondern hat als zur Würm-Eiszeit gehörige Warmzeit höchstens den Rang einer Unterstufe.

Das Mittelquartär beginnt mit der Günz-Eiszeit und enthält Günz-Eiszeit, Cromer-Interglazialzeit, die beiden Mindel-Eiszeiten samt dem dazwischen liegenden Interstadial und die Holstein-Interglazialzeit. Das Altquartär enthält zunächst auch zwei Eiszeiten und zwei Interglazialzeiten, das Prätiglium (Biber), das Tiglium, die Donau-Eiszeit und die Waal-Interglazialzeit. Davor liegt mindestens eine Schwankung, die aus einer Pluvial- und einer Interpluvialzeit besteht und aus der wir die obengenannten Faunen haben.

Es enthält dabei das Altquartär in der Hauptsache den *Elephas* (*Archidiskodon*) *meridionalis* unter Einschluß des *E. planifrons*, von dem nicht feststeht, wie weit er in Mitteleuropa vertreten ist. Im ältesten Altquartär treten außerdem noch *Zygalophodon borsoni*, *Tapirus* und *Hipparion* als tertiäre Nachzügler auf. *Anancus arvernensis* ist sogar im größten Teil des Altquartärs noch vertreten. Das Mittelquartär wird durch *Elephas antiquus* charakterisiert. Es tritt zwar im Cromer-Interglazial auch noch *Archidiskodon*

¹⁾ Es sei dabei ausdrücklich hervorgehoben, daß „Pleistozän“ als Synonym für „Quartär“ anzusehen ist.

meridionalis auf. Aber er ist als Nachzügler des Altquartärs zu betrachten. Mit der Riß-Eiszeit tritt dann zuerst *Elephas primigenius* auf und geht bis ans Ende der Würm-Eiszeit. Zwar tritt auch wieder in der Eem-Interglazialzeit noch *E. antiquus* auf; aber auch er ist als ein Nachzügler aus der Holstein-Interglazialzeit zu betrachten. —

Das Alter der menschlichen Kulturen ist etwa vom Beginn der Mindel-Eiszeit an bekannt. Hier finden wir die ersten rohen Faustkeile („Chelléen“, „Abbevillien“). Die Winter-Hill-Terrasse bei London mit ihren etwas besseren Faustkeilen und die Hochterrasse der Somme wird man, ebenso wie das Vorkommen von Vertesszöllös, wie schon gesagt wurde, etwa in das große Interstadial Mindel I/Mindel II zu legen haben. Von der Holstein-Interglazialzeit ab werden die Faustkeile als „Acheuléen“ bezeichnet. Richtiger ist es, die ganze Folge als „Acheuléen“ zu bezeichnen, wie es z. B. BIBERSON (1962) tut. In der 2. Hälfte der Eem-Interglazialzeit tritt dann das Mousterium auf, das seinerseits etwa in der Mitte der Würm-Eiszeit vom Jüngerem Paläolithikum mit dem *Homo sapiens fossilis* abgelöst wird.

Auch die Stellung der fossilen Menschenreste ist in diesem Abschnitt einigermaßen bekannt. Swanscombe gehört in das Ende der Holstein-Interglazialzeit, Steinheim in deren Mitte. Wohin der *Sinanthropus* gehört, ist noch etwas unsicher. Während KAHLKE (1963) ihn in den Beginn der Holstein-Interglazialzeit stellt, halten KRETZOI & VERTES (1965) ihn für älter. Vielleicht ist er auch in das Interstadial Mindel I/Mindel II zu stellen. *Pithecanthropus erectus* gehört in den Beginn der Mindel-Eiszeit, eventuell auch Mauer mit dem „*Homo heidelbergensis*“. Ungefähr an dieser Stelle wurde auch der *Atlantropus* von ARAMBOURG (1955, 1956) gefunden mit seinen den Faustkeilen schon nahekommenden Sphäroiden.

Eine K/Ar-Bestimmung ergab für den *Pithecanthropus* ein Alter von 550 000 Jahren (VON KOENIGSWALD 1962). Er gehört, ebenso wie der Beginn der Faustkeilkulturen, an den Beginn der Mindel-Eiszeit. Wenn wir den Beginn des Faustkeils auf 500 000 bis 600 000 Jahre festsetzen, dürfte das ungefähr richtig sein. Davor liegen dann nach BIBERSON (1962) die Geröllkulturen, zunächst der Abschnitt der „Taille bidirectionelle“, d. h. der Abschnitt, in dem die Gerölle von zwei Seiten her bearbeitet wurden. BIBERSON nimmt für diese Zeit das Cromer-Interglazial und das Günzglazial in Anspruch. Für den Zeitraum der „Taille unidirectionelle“, der vorhergegangen sein soll, nimmt BIBERSON die Waal- und Eburon-Zeit an, so daß also die ältesten Geröllkulturen etwa vom Ende des Tigliums stammen würden. Es ist aber natürlich möglich, daß wir hier mit viel längeren Zeiträumen zu rechnen haben.

Wir kämen also für den Beginn des Mittelquartärs auf etwa 700 000 Jahre. Waal und Eburon sind vielleicht nochmal 100 000 Jahre lang. Welche Zeit wir für das Tiglium und Prätiglium zu rechnen haben, ist völlig unsicher — vielleicht 100 000 bis 200 000 Jahre. Wir kämen dann für den Beginn des Prätigliums auf etwa 800 000 — 900 000 Jahre. Noch unsicherer werden die Zahlen für den Raum des Interpluvials von Pardines und das Pluvial von Étouaires. Möglicherweise muß man hier noch mindestens 100 000 Jahre dazu rechnen, so daß man für den gesamten Zeitraum auf eine Million Jahre käme. Aber nehmen wir selbst $1\frac{1}{4}$ Millionen Jahre an — wo soll man aber Werte von $1\frac{3}{4}$ Millionen Jahren unterbringen, wie sie auf Grund von K/Ar-Bestimmungen für den „*Homo habilis*“ angegeben werden? Sie sind in der hier angegebenen Kurve nicht unterzubringen. D. h. entweder ist unsere Kurve zu kurz — oder der Wert von $1\frac{3}{4}$ —2 Millionen für die Menschheitsentwicklung ist zu groß.

Am ehesten ist noch anzunehmen, daß die bisherigen K/Ar-Bestimmungen nicht zuverlässig sind. Sie sind offenbar in ihrem Wert sehr ungleich. Manche sind sicher richtig. Eine Reihe von Bestimmungen aber sind mit Sicherheit falsch, so die für die Stillbay- und Proto-Stillbay-Kulturen in Südafrika. So sind hier noch weitere Bestimmungen abzuwarten.

Noch auf einen anderen Punkt aber müssen wir hier kurz eingehen. Wir können ähnliche Kurven für andere Gebiete zeichnen und zwar sowohl für die Südhalbkugel wie für die Tropen. Sie zeigen grundsätzlich das gleiche Bild. Eine Kurve für das Wanganui-Gebiet in Neuseeland (FLEMING 1953, 1956) zeigt in ihrem letzten Teil (Würm-Eiszeit und Postglazialzeit) eine absolute Übereinstimmung mit der europäischen und keine Phasenverschiebung um ca. 10 000 Jahre, wie sie nach der MILANKOVITCH-Kurve vorhanden sein müßte (und wie sie scheinbar vorhanden sind, wenn man die Kurven der Erdbestrahlung in recht kleinem Maßstabe zeichnet).

Nun wird neuerdings angenommen (EMILIANI & GEISS 1959, EMILIANI 1966), es seien im wesentlichen die Strahlungsdefizite, die die höheren Breiten der Nordhalbkugel nach MILANKOVITCH erleiden, die für die ganze Erde die Eiszeiten hervorrufen sollen. Es wird dabei ein Zyklus von etwa 40 000 Jahren angenommen. Das wäre etwa der Zyklus, in dem die Schiefe der Ekliptik schwanken soll. Ist die Schiefe der Ekliptik klein, dann bekommen zwar die höheren Breiten weniger Strahlung, die Tropische Zone dafür aber mehr. Die Eiszeiten müßten sich dann in den Tropen geringer ausgewirkt haben. Davon kann aber keine Rede sein, wie die ins einzelne gehenden Untersuchungen von VAN DER HAMMEN & GONZALEZ (1960, 1964) und von VAN ZINDEREN BAKKER (1962) zeigen. Es sei dabei ganz abgesehen von der Frage, ob überhaupt so geringfügige Strahlungsdefizite, wie sie in 65° NBr. von Zeit zu Zeit auftreten, geeignet sind, auf der ganzen Erde gleichzeitig eine Eiszeit hervorrufen.

Die Kurve zeigt ein langsames Ansteigen der Intensität des Ausschlages, d. h. eine Zunahme der Kälte der „Eiszeiten“. Erst sind es nur Unterschiede in der Pluvialität, ohne daß es zu ausgeprägten Eiszeiten käme. Solche treten erst im Mittel- und Jungquartär auf. Das Maximum scheint in den Mindel- und Riß-Eiszeiten vorhanden zu sein. Die Würm-eiszeit scheint schon wieder etwas geringer zu sein. Es ist möglich, daß wir im ganzen Eiszeitalter das Maximum überschritten haben, daß aber noch mehrere Eiszeiten mit abnehmender Intensität folgen werden.

Schriften-Nachweis

- ARAMBOURG, C.: Une découverte récente en paléontologie humaine, l'*Atlanthropus* de Ternifine (Algérie). *Quaternaria* 2, 5-13, Roma 1955. - - Une 3-ème mandibule d'*„Atlanthropus“* découverte à Ternifine. *Ibid.* 3, 1-4, Roma 1956.
- BIBERSON, P.: L'évolution du Paléolithique Marocain dans le cadre du Pleistocène Atlantique. *Quaternaria* 6, 177-205, Roma 1962.
- BOURDIER, F.: Le Bassin du Rhône au Quaternaire. Thèse, 2 Bde., Paris 1961.
- BOUT, P.: Le Villafranchien du Velay. 344 S., Le Puy 1960.
- BREUIL, H. & KOSLOWSKI, L.: Étude de stratigraphie paléolithique dans le Nord de la France. *L'Anthrop.* 41, 449-488, Paris 1931.
- BRUNNACKER, K.: Vortrag auf der Tagung der „Deutschen Quartärvereinigung“, August 1966.
- EMILIANI, C.: Paleotemperature analysis of Caribbian cores P 6304-8 and P 6304-9. *J. Geol.* 74, 109-126, Chicago 1966.
- EMILIANI, C. & GEISS, J.: On glaciations and their causes. *Geol. Rdsch.* 46 (1957), 576-601, Stuttgart 1959.
- EVERNDEN, J. F. & CURTIS, G. H.: The Potassium-Argon dating of Late Cenozoic rocks in East Africa and Italy. *Current Anthrop.* 6, 343-385, Chicago 1965.
- FLEMING, C. A.: The geology of Wanganui Subdivision. New Zealand Geol. Survey, Bull. N. S. 52, Wellington 1953. - - Quaternary Geochronology in New Zealand. Act. IV. Congr. Inqua 925-930, Roma 1956.
- HAMMEN, Th. van der, & GONZALEZ, E.: Holocene and Late Glacial climate and vegetation of Paramo de Palacio (Eastern Cordillera, Columbia, South America). *Geologie en Mijnb.* 39, 737-745, 1960. - - A pollen diagram from the Quaternary of the Sabana de Bogotá (Colombia). *Ibid.* 43, 113-117, 1964.
- KAHLKE, H.-D.: Zur chronologischen Stellung der Choukoutien-Kultur. *Alt-Thüringen* 6, 22-41, Weimar 1963.

- KOENIGSWALD, G. H. R. VON: Das absolute Alter des *Pithecanthropus erectus* DUBOIS. Evolution und Hominisation (Festschr. G. HEBERER), 112-119, Stuttgart 1962.
- KOPP, E. & WOLDSTEDT, P.: Über den Charakter der Wärmezeit zwischen Drenthe- und Warthe-Stadial in Norddeutschland. Eisz. u. Gegenw. **16**, 37-46, Öhringen 1965.
- KRETZOI, M. & VÉRTES, L.: Upper Biharian (Intermindel) Pebble-industry occupation site in Western Hungary. Current Anthrop. **6**, 74-87, Chicago 1965.
- KURTÉN, Björn: Chronology and faunal evolution of the earlier European glaciations. Soc. Sci. Fenn., Comment. Biol. **21**, 5, 62 S., Helsingfors 1960. - - Villafranchian faunal evolution. Ibid. **26**, 3, 18 S., 1963.
- MACOUN, J., ŠIBRAVA, V., TYRÁČEK, J. & KNEBLOVÁ-VODIČKOVA, V.: Kvartér Ostravska a Moravské brány. 341 S., Praha 1965.
- VIRET, J.: Le loess à bancs durcis de Saint-Vallier (Drôme) et sa faune de mammifères villafranchiens. Nouv. Arch. Mus. Hist. Nat. Lyon, **4**, Lyon 1954.
- WOOLDRIDGE, S. W.: The glaciation of the London Basin. Quart. J. geol. Soc. **94**, 627-667, London 1938.
- ZAGWIJN, W. H.: Aspects of the Pliocene and Early Pleistocene vegetation in the Netherlands. Proefschrift Leiden 1960.
- ZINDEREN BAKKER, E. M. VAN: Cherangani Hills, Kenya, radiocarbon date. Current Anthrop. **3**, S. 228, Chicago 1962. - - A pollen diagram from Equatorial Africa, Cherangani, Kenya. Geol. en Mijnb. **43**, 123-128, 1964.

Manusk. eingeg. 15. 10. 1966.

Anschrift des Verf.: Prof. Dr. P. Woldstedt, 53 Bonn, Am Buchenhang 12.

Le gisement paléolithique de Valle Giumentina (Apennin central) et ses problèmes

Par JEAN DEMANGEOT, Toulouse, et A. MARIO RADMILLI, Pise

Avec 19 figures et 2 tableaux

Résumé. La coupe du gisement de Valle Giumentina (situé dans les Abruzzes, vers 700 m d'altitude) mesure plus de 60 m de hauteur. Elle comporte, de bas en haut:

A) Des blocs torrentiels (couche n° 1); des blocs d'éboulement (n° 2) contemporains d'une crise tectonique (Villafranchien supérieur?); des galets roulés et cimentés (n° 3), probablement interglaciaires.

B) Une pierraille de gélivation (n° 4 à 7) d'âge vraisemblablement mindélien: les cailloux sont aigus et noyés dans un limon rougeâtre, et les minéraux volcaniques que contient cette matrice semblent provenir des éruptions pré-rissiennes du versant tyrrhénien de la péninsule italienne. Cette pierraille est scellée par une cuirasse (n° 8) ferrugineuse, manganésifère, et qui a certainement été formée sous climat semi-tropical, comme le ferretto inter Mindel-Riss de la plaine du Pô.

C) Un empilement de couches lacustres calcaréo-sableuses, de paléosols argileux et de cailloutis (couches 9 à 43), témoignant d'un froid croissant (période anaglaciale). La présence in situ d'instruments du Clactonien évolué (couches 20, 24, 30, 33, 40 et 42) et de l'Acheuléen supérieur (couche n° 37), la présence d'*Ursus spelaeus* et de *Cervus elaphus* enfin la nature plus basique des minéraux volcaniques apportés par le vent, tendent à prouver que cet ensemble C est rissien.

D) Un manteau limoneux rougeâtre (n° 45 et 47), discordant, d'origine éolienne, significatif d'un climat froid et sec, enserrant un cailloutis de solifluxion n° 46, lequel contient un mélange d'industries de plusieurs âges. La question se pose de savoir si les instruments Levallois-Moustériens de ce mélange sont en place ou non. S'ils sont en place, l'ensemble D est encore rissien: c'est l'opinion de A.M.R., fondée sur l'absence de patine, et par comparaison avec le gisement des Svolte, récemment découvert près de Popoli. S'ils ne sont pas en place, l'ensemble D est würmien: c'est l'opinion de J. D., fondée sur l'ensemble du contexte sédimentologique.

Valle Giumentina peut donc être considérée comme l'un des plus intéressants gisements quaternaires à ciel ouvert de l'Italie centrale.

Zusammenfassung. Das Profil im Valle Giumentina (Abruzzen, ca. 700 m ü.N.N.) ist über 60 m hoch. Es enthält vom Liegenden zum Hangenden:

A.) Wildbach-Blöcke (Schicht Nr. 1); abgerutschte Blöcke, die tektonische Unruhe anzeigen (Oberes Villafranchien?); abgerollte und miteinander verbackene, wahrscheinlich interglaziale Gerölle.

B.) Frostsprengungs-Schutt (Nr. 4-7), wahrscheinlich von Mindel-Alter: die Bestandteile sind eckig und in einen rötlichen Lehm eingebettet; die in der Matrix enthaltenen vulkanischen Mineralien scheinen Prä-Riß-Eruptionen auf der tyrrhenischen Seite der italienischen Halbinsel zu entstammen. Der Schutt ist von einer manganhaltigen Eisenkruste überdeckt (Nr. 8), die sich sicher unter einem semi-tropischen Klima gebildet hat, vergleichbar dem Mindel-Riss-„Ferretto“ der Po-Ebene.

C.) Einen Schichtstapel lakustrer kalkig-sandiger Sedimente, toniger Paläoböden und Schotter (Schichten 9-43), der zunehmende Kälte bezeugt (anaglaziale Periode). Artefakte des fortgeschrittenen Clactonien (Schichten 20, 24, 30, 33, 40 und 42) und des oberen Acheuléen (Schicht Nr. 37) in situ, Funde von *Ursus spelaeus* und von *Cervus elaphus* und endlich der stärker basische Charakter der vom Wind angewehten vulkanischen Gemengteile lassen die Annahme zu, daß die Schichtgruppe C dem Riß angehört.

D.) Rötliche lehmige Deckschichten, diskordant auf C, äolischen Ursprungs, auf ein kaltes und trockenes Klima hinweisend, enthalten einen Solifluktionsschutt (Nr. 46), der ein Gemenge verschieden alter Artefakte enthält. Es stellt sich die Frage, ob dabei die Levallois-Moustérien-Artefakte autochthon sind oder nicht. Wenn sie autochthon sind, dann gehört die Schichtgruppe D noch dem Riß an: das ist die Ansicht von A.M.R., die sich auf das Fehlen einer Patina und den Vergleich mit dem erst kürzlich entdeckten, nahe Popoli gelegenen Vorkommen von Svolte gründet. Wenn sie allochthon sind, dann gehört die Schichtgruppe D dem Würm an: das ist die Auffassung von J. D., die sich auf sedimentologische Kriterien stützt.

Valle Giumentina kann damit als eines der interessantesten quartären Vorkommen in Mittelitalien angesehen werden.

La première information sur l'existence d'industrie lithique à Valle Giumentina remonte au début du siècle et elle dûe à C. BIANCHINI (C. ROSA in BALZANO 1909). G. BONARELLI eut ensuite l'occasion de visiter les lieux et d'en parler incidemment à C. MAVIGLIA. Ce n'est qu'en 1952 que le gisement fut retrouvé, par A. M. RADMILLI, et que son importance exceptionnelle fut reconnue (RADMILLI 1953). A. M. RADMILLI en entreprit alors l'étude en collaboration avec J. DEMANGEOT pour la partie sédimentologique (DEMANGEOT & RADMILLI 1953a et b, LEONARDI & RADMILLI 1956). C'est le résultat des fouilles systématiques de 1954—1955 et des études de laboratoire qui ont suivi, qui est exposé ici.

Le lieu dit "Valle Giumentina" se trouve en Italie centrale, dans la province de Chieti, au pied septentrional de la Majella, vers 700 m d'altitude. Le site consiste en un alvéole lacustre actuellement desséché et mis en culture. Grâce à l'entaille récente d'un petit ravin on peut observer dans le remblaiement alluvial, et de bas en haut, la succession stratigraphique suivante (fig. 1):

- couches 1 à 3: 25 m de cailloux et de blocs partiellement torrentiels et d'âge incertain (ensemble A);

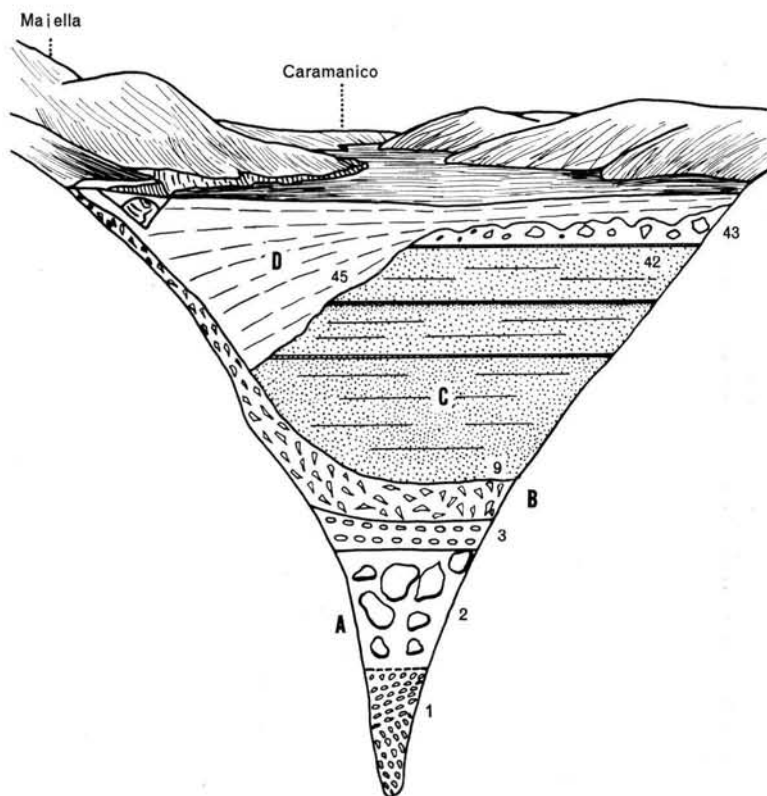


Fig. 1. Coupe générale du gisement de Valle Giumentina. La Majella serait à gauche du croquis. Pour plus de clarté l'épaisseur des couches a été exagérée. On voit de bas en haut le complexe de cailloux et de blocs pré-mindéliens A; les brèches périglaciaires mindéliennes B, surmontées par la croûte ferrugineuse no. 8; les dépôts lacustres rissiens C à industrie clactonienne et acheuléenne; le remplissage terreux würmien D à Paléolithique supérieur. Noter les trois discordances.

- couches 4 à 8: 4 à 10 m de brèches périglaciaires rougeâtres d'âge probablement mindélien (ensemble B);
- couches 9 à 43: 25 m de dépôts lacustres variés, que la présence de *Cervus elaphus* et d'une abondante industrie clactonienne et acheuléenne en place fait remonter au Rissien (ensemble C);
- couches 45 à 48: 1 à 4 m d'un remplissage discordant terreux rougeâtre daté du Würmien par de l'industrie du Paléolithique supérieur (ensemble D).

La datation générale de ces couches pouvant être considérée comme acquise (seules les couches 45 et 46 font encore discussion), nous pensons que l'étude typologique doit précéder l'étude sédimentologique.

18

Première partie: Palethnologie du gisement ¹⁾

I. Description sommaire des couches (voir Seconde partie, et figures 1 et 16).

II. L'industrie lithique

Pour la fabrication des instruments ont été utilisés des éclats de silex ou des rognons, et, plus rarement, des cailloux alluviaux siliceux. Dans la couche 20 on trouve des pièces en silex aux multiples nuances de marron, tandis que dans les couches 30, 33, 40, 42, elles sont d'un gris bleuâtre plus ou moins altéré. Les pièces de la couche 37 sont en silex gris clair ou blanc jaunâtre; quelques objets sont d'une couleur blanchâtre très altérée. Mais plusieurs qualités de silex ont été employées pour les instruments de la couche 46.

Il ressort de ce qui précède que les hommes dont la couche 20 nous fournit les traces prélevaient leurs matières premières dans un lieu différent de celui choisi par les hommes des couches 30, 33, 40 et 42, et les gisements des silex exploités par les populations de la couche 37 diffèrent également des précédents.

Couche 20	(à droite, nombre de pièces récoltées)	
(figure 2)	débris	38
	éclats atypiques	37
	nucleus	5
	percuteurs	1
	racloirs	3
	instruments à becs	7

L'un des éclats appartenant aux débris présente une patine très archaïque, tandis qu'un autre montre une double patine. Huit exemplaires d'éclats atypiques portent des ébréchures dues à l'usage: ils ont tous le talon, c'est à dire le plan de percussion, incliné par rapport à la face d'éclatement. En outre ce talon se développe plus dans le sens transversal qu'en profondeur, de telle sorte qu'il reste étroit, ce qui révèle le débitage par emploi d'un percuteur.

Les nucleus ont une forme polyédrique plus ou moins régulière. Un gros éclat présentant sur l'arête opposée au talon des ébréchures, a probablement été utilisé comme percuteur ou comme retoucheur. Les racloirs sont du type latéral. Les éclats avec encoches sont typiquement clactoniens. Quant aux instruments à becs ils se composent de gros éclats et de quelques nucleus: ces derniers présentent sur les arêtes un ou plusieurs becs dont l'axe coïncide avec la ligne de confluence de deux éclats détachés latéralement au bec. Ces becs peuvent également avoir deux encoches.

Couche 24	instruments	4
(figure 3)	soit deux éclats retouchés, un nucleus et une pointe.	
Couche 30	débris	109
(figure 4)	éclats atypiques	28
	nucleus	2
	racloirs	5
	pointes	2
	éclats à encoches	1

L'un des nucleus a une forme pyramidale et l'autre est irrégulièrement polyédrique. Les racloirs ont le talon lisse et incliné: l'un est transversal à bord droit et retouche imbriquée, un

¹⁾ Par A. M. RADMILLI, Professeur à l'Institut d'Anthropologie et de Paléontologie Humaine de l'Université de Pise, Italie.

autre, du type latéral, a sa marge convexe, et les deux autres ont été retouchés sur les faces adjacentes, faces à profil convexe. Les deux pointes provenant d'éclats à section triangulaire présentent une retouche imbriquée.

Couche 33	débris	142
(figure 5)	éclats atypiques	183
	nucleus	3
	racloirs	40
	grattoirs	1
	pointes	2
	instrument à encoches	4
	instruments à becs	8

La plupart des nucleus ont une forme irrégulièrement polyédrique et quelques exemplaires sont du type pyramidal tronqué. Pour les racloirs le talon est lisse, étroit et incliné; la retouche, imbriquée ou quasi imbriquée, est abrupte pour les racloirs sur gros éclats, tandis qu'elle envahissante pour ceux obtenus d'éclats plus minces ou à bord mince. Il y a 28 racloirs latéraux, 4 doubles et 8 transversaux. Le grattoir a été tiré d'un éclat à section triangulaire. Les deux pointes présentent une retouche imbriquée; la base de l'une d'elles a été amincie par l'enlèvement d'un éclat sur la face opposée au plan de frappe et par retouche.

Couche 37	débris	475
(figure 6)	éclats atypiques	11
	bifaces	5
	racloirs	3
	pointes	2
	éclats à encoches	6

La préparation des bifaces correspondent la plupart des petits éclats minces et lamellaires qui représentent la majeure partie des débris. En effet, dans tous les exemplaires amygdaloïdes, la préparation du biface donne des éclats minces. Une ébauche d'amygdale présente un mode d'enlèvement par larges et profonds éclats alternés, mode qui confère une allure très sinueuse aux arêtes. Les racloirs sont du type transversal à bord plus ou moins convexe, avec talon lisse et incliné et retouche imbriquée ou envahissante. Les pointes sont atypiques car elles ne sont pas retouchées sur les deux bords, vers l'extrémité.

Couche 40	débris	24
(figure 7)	éclats atypiques	18
	nucleus	2
	percuteurs	1
	racloirs	8
	éclats à encoches	2

Le percuteur est très semblable à celui de la couche 20. Les racloirs sont représentés par le type transversal et le type latéral. Parmi les éclats à encoches, l'un présente un bord avec retouche denticulée inverse.

Couche 42	débris	2
	éclats atypiques	7
	nucleus	1
	racloirs	2
	éclats à encoches	6

Les racloirs sont du type latéral, ils ont une arête convexe et un talon lisse et incliné. Un éclat présente, en plus des encoches, une retouche irrégulière denticulée.

Couche 45	débris	20
	éclats atypiques et lames	10
	racloirs	2
	instruments à becs	2

Ces pièces ont été découvertes dans la partie supérieure de la couche, et il n'est pas exclu qu'elles puissent provenir de la couche supérieure

Couche 46	débris	1570
	instruments	544

Dans cette couche très riche la plupart des objets sont en gisement secondaire par suite de l'action de la solifluction qui les a mis en place. Il s'agit d'une industrie culturellement hétérogène, et la matière première employée et les patines sont également variables, selon que les pièces sont anciennes ou récentes. En prenant une vue d'ensemble de tout cet outillage, on trouve d'une part des industries sur éclats, d'autre part des outils préparés avec la retouche biface.

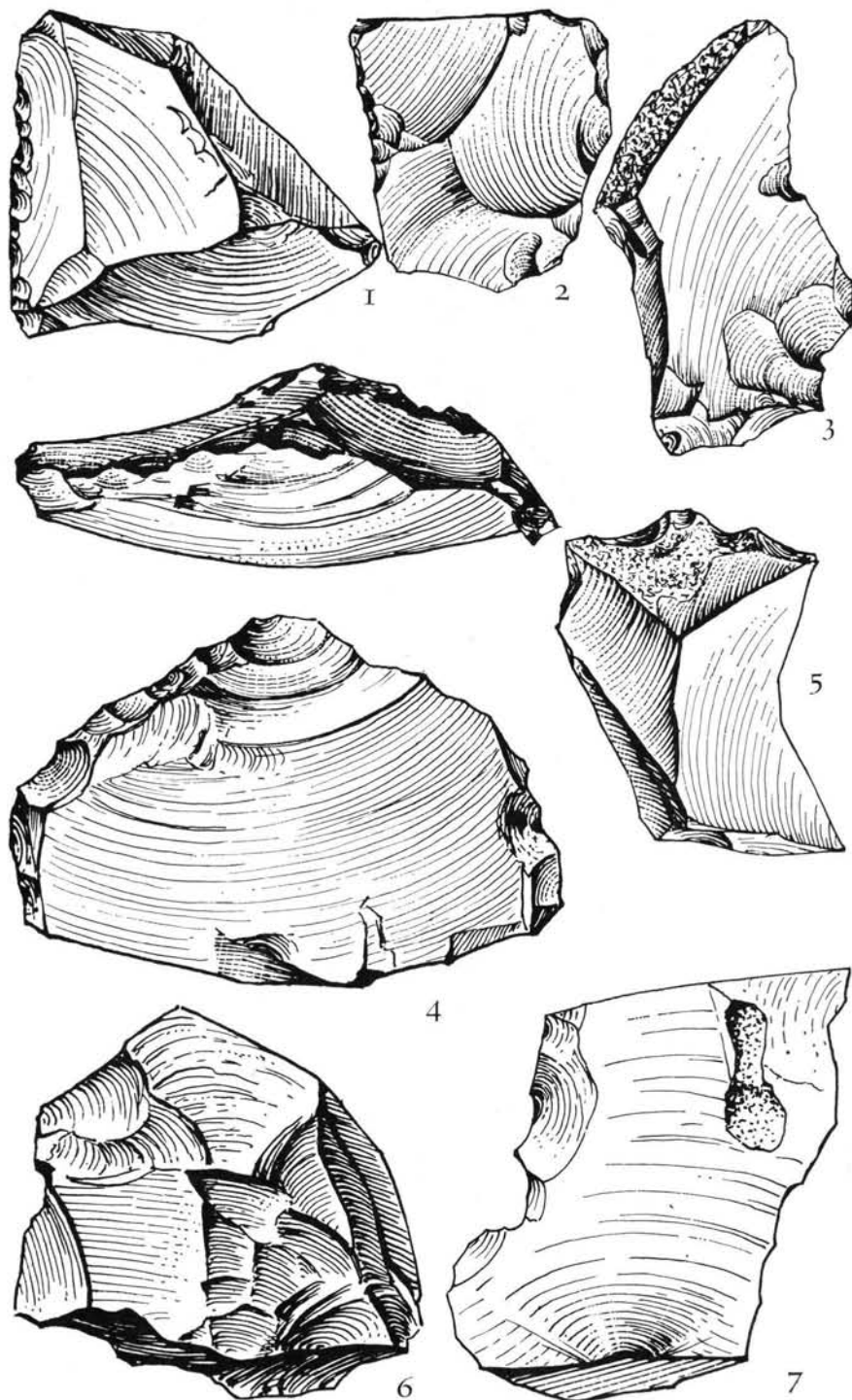


Fig. 2. Industrie de la couche 20. 1 et 2, raclours; 3 et 7, lames à encoches clactoniennes; 4, percuteur; 5, instrument à bec; 6, nucleus. Tous les dessins, de la figure 2 à la figure 10, sont environ grandeur naturelle. ($\times 0.95$).

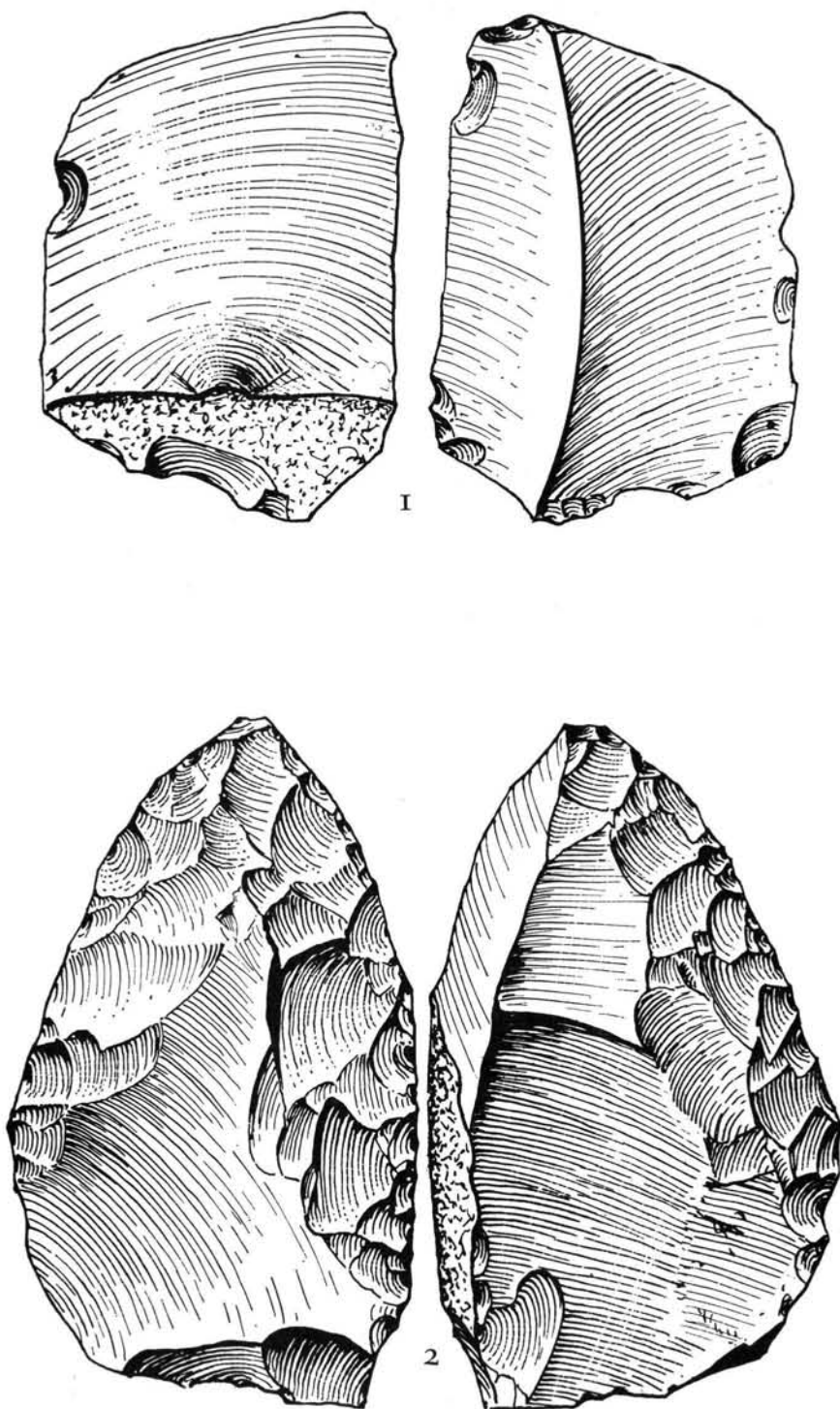


Fig. 3. Industrie. 1, éclat écaillé prélevé entre les couches 24 et 30; 2, pointe de la couche 24.

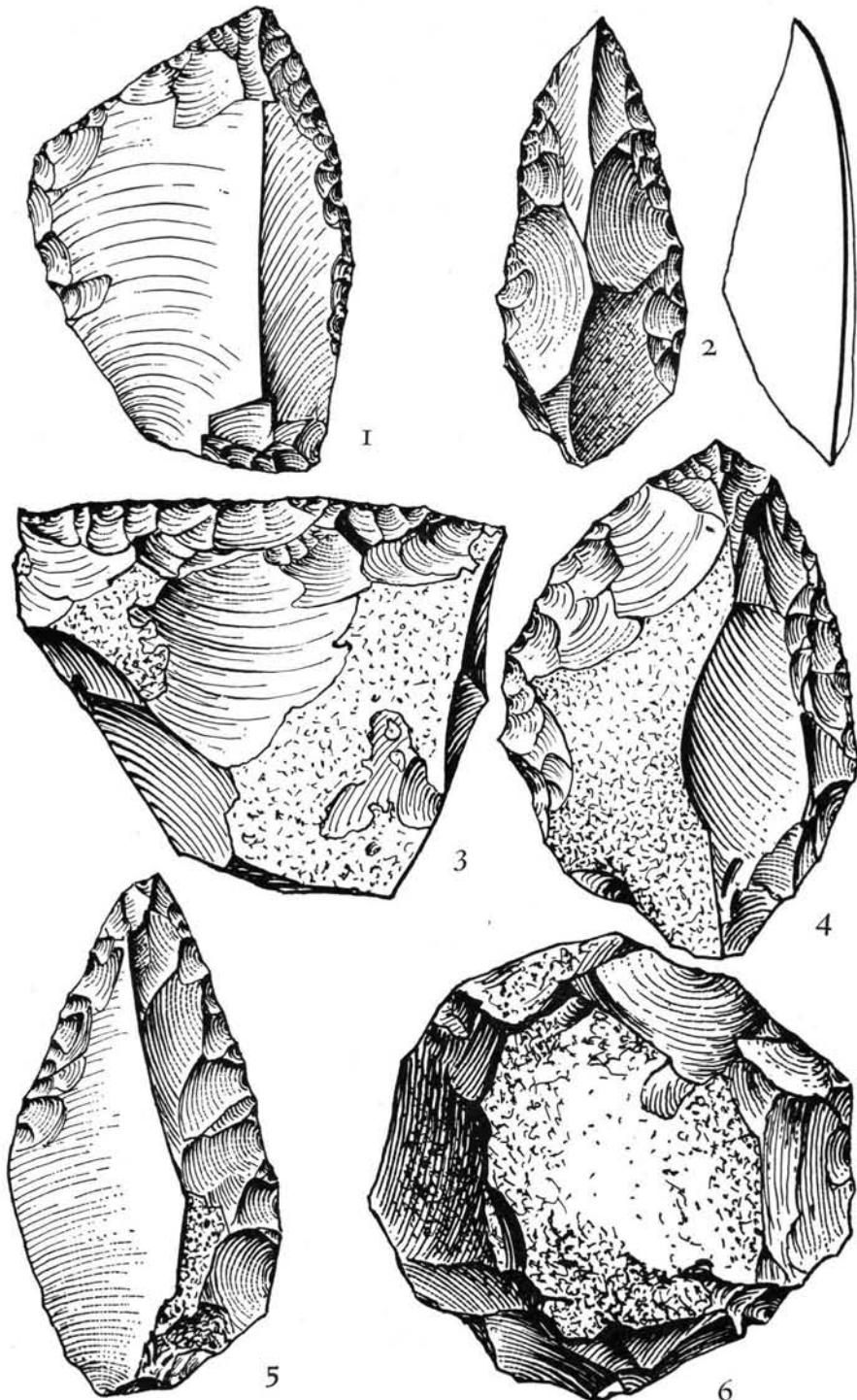


Fig. 4. Industrie de la couche 30. 1, 3 et 4, racloirs; 2 et 5, pointes; 6, rognon de silex écorcé.

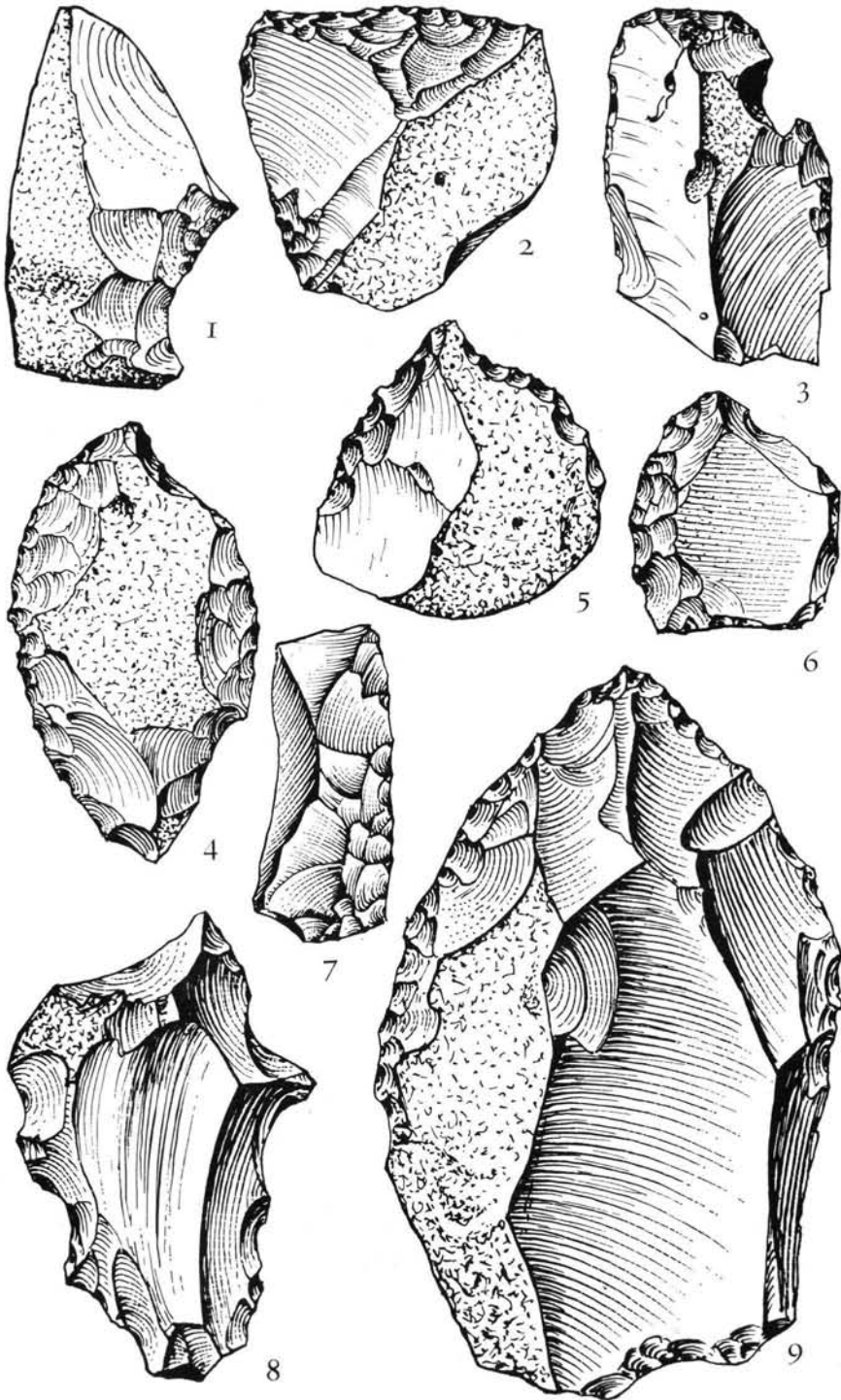


Fig. 5. Industrie de la couche 33. 2, 4, 5, 6 et 7, racloirs; 3, grattoir; 1, éclat avec encoche retouchée; 8, éclat à bec et encoches de type clactonien; 9, pointe.

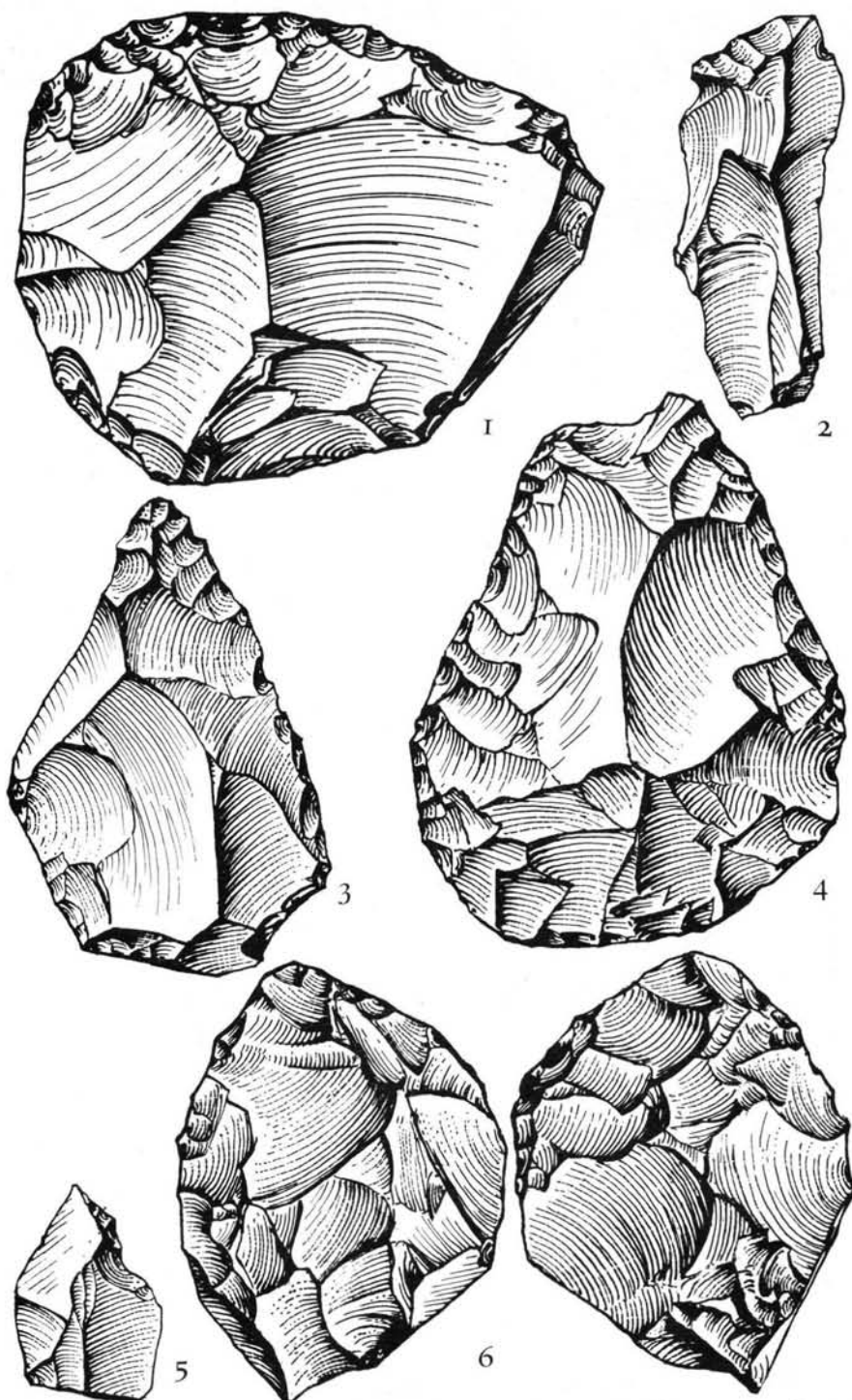


Fig. 6. Industrie de la couche 37. 1, racloir; 4 et 6, bifaces; 3, pointe; 5, éclat avec encoche; 2, éclat en forme de lame.

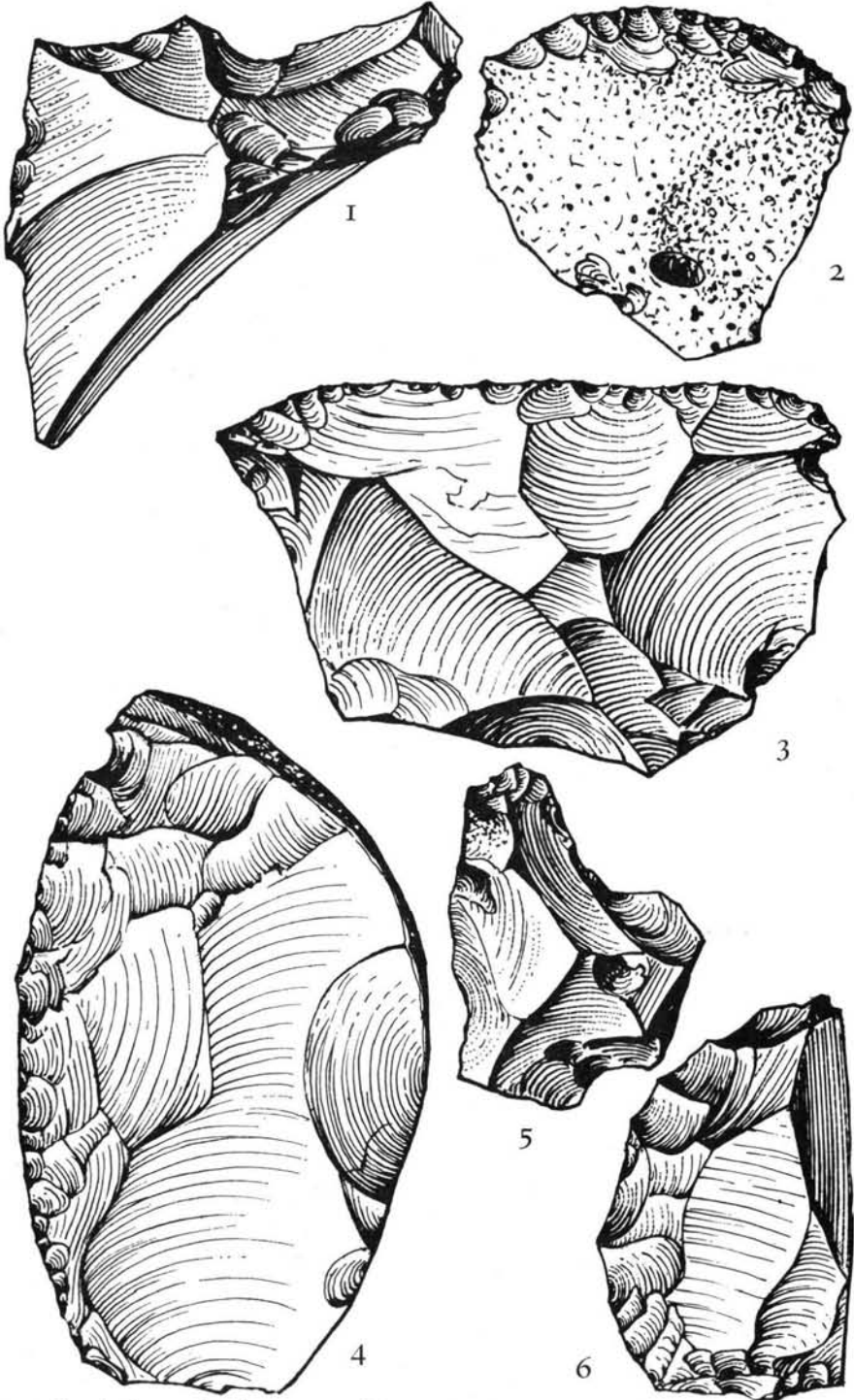


Fig. 7. Industrie des couches lacustres supérieures. 1 et 3 proviennent de la couche 40, les autres pièces de la couche 42. 2, 3, 4 et 6 sont des racloirs, 1 et 5 des éclats à encoches clactoniennes.

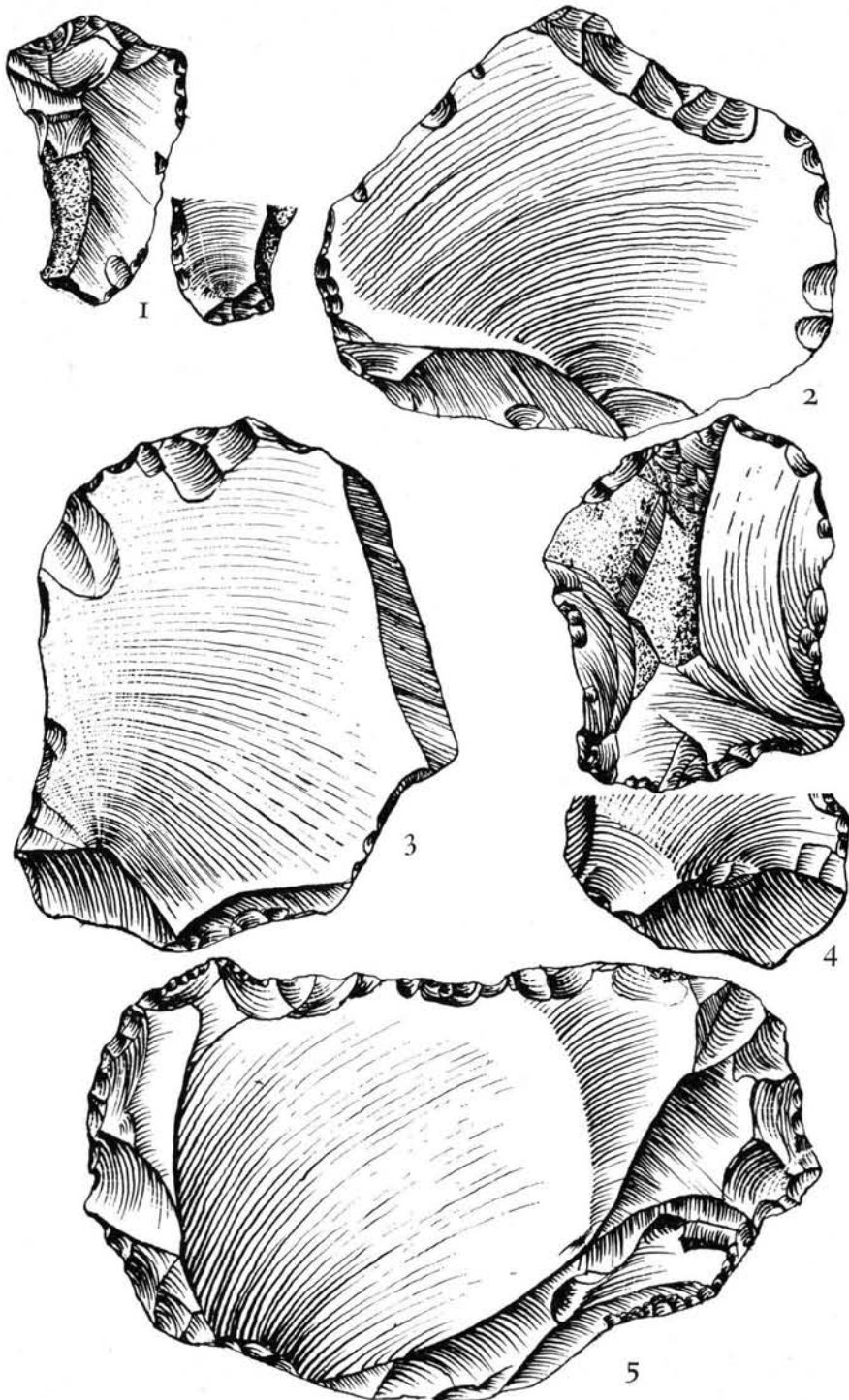


Fig. 8. Industrie de la couche 46, premier groupe. C'est une industrie de technique clactonienne, du type "Madonna del Freddo".

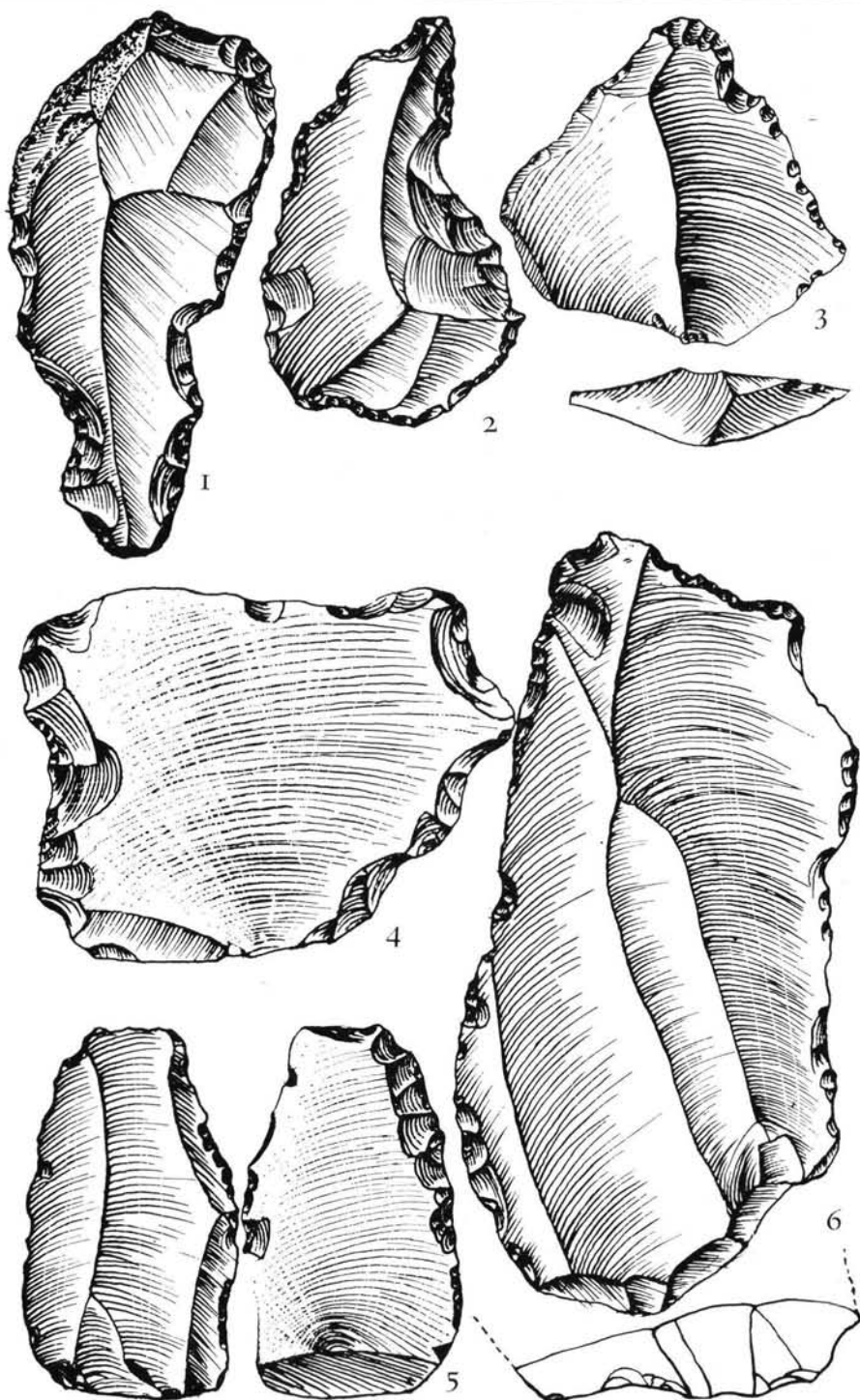


Fig. 9. Industrie de la couche 46, troisième groupe. 5 et 6, éclats laminaire retouchés; 3, éclat à retouche denticulée; 4, instruments à becs; 2, perçoir; 1, éclat pédonculé.

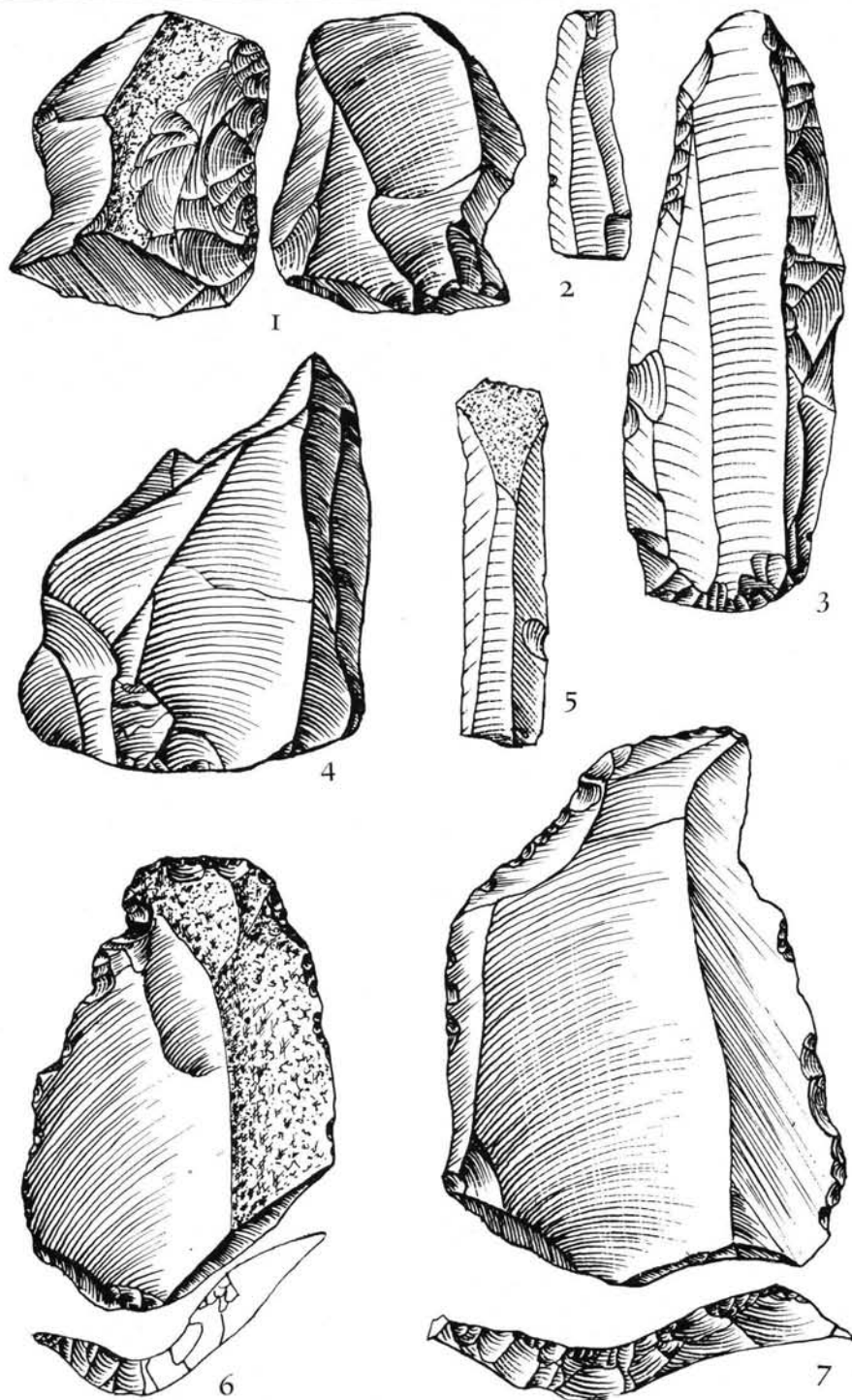


Fig. 10. Industrie de la couche 46, cinquième groupe. 6 et 7, éclats en forme de lame; 2, 3 et 5, lames; 4, nucleus; 1, nucleus repris en racloir.

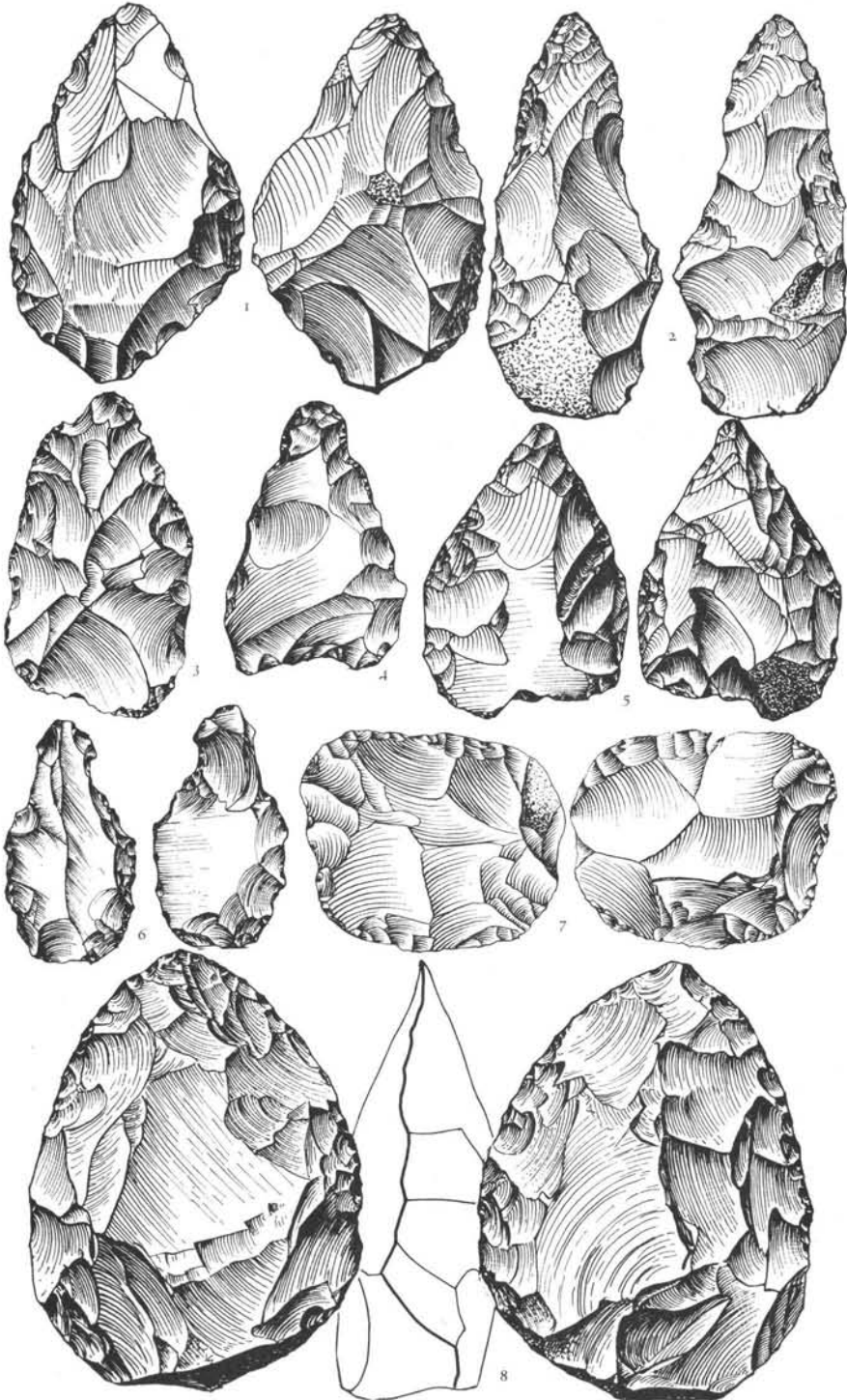


Fig. 11. Bifaces de la couche 46. Environ demi-grandeur naturelle. Voir texte.

A) Les industries sur éclats se subdivisent, elles, en cinq groupes: I, le groupe archaïque comprenant des objets de type clactonien; II, le groupe formé d'outils dont les types se retrouvent dans les couches 20 à 42; III, le groupe des pièces de technique levalloisienne; IV, un groupe formé par des pièces du groupe III mais utilisées de seconde main; V, une groupe d'instruments levalloiso-moustériens exécutés sur place.

Les 40 objets du groupe I sont en silex marron; ils ont une patine parfaite et présentent des talons à profil triangulaire, lisses et très inclinés, avec des bulbes très prononcés (figure 8). Il s'agit d'éclats de forme irrégulière, parfois très gros, et qui présentent des retouches marginales minces et irrégulières, souvent inverses ou alternes: leur typologie éloigne ces objets de ceux qui dérivent des couches inférieures, mais on peut les rapprocher de l'industrie clactonienne de la Madonna del Freddo, également en Abruzzi adriatique (RADMILLI 1964).

Les 35 objets du groupe II sont très patinés, et ils comprennent des racloirs transversaux et latéraux qui concordent parfaitement avec la typologie des pièces des couches 20 à 42 du dépôt.

Les objets du groupe III se subdivisent en éclats larges et courts à profil atypique ou bien irrégulièrement triangulaire ou quadrangulaire, et en grosses lames amincies vraiment laminaires (figure 9). Les éclats de forme atypique sont au nombre de 108, et 73 exemplaires ont une retouche denticulée, parfois alterne, alternante et inverse. Le talon est très variable: le type lisse, étroit, se retrouve sur 32 exemplaires; le talon lisse à angle presque droit se retrouve dans 28 cas; 4 spécimens montrent un talon à angle dièdre; 11 pièces sont à talon à larges facettes; sur 11 autres le talon a été emporté et sur 16 il n'est pas visible. Les lames, elles, sont au nombre de 84 avec une retouche denticulée et un talon lisse, étroit et peu incliné dans 15 cas, à angle droit dans 23 cas, tandis que 9 autres ont un talon à larges facettes. Il y a, en outre, 8 nucleus, dont quelques uns à profil discoïdal, 13 pièces avec encoches dont 4 larges se faisant rectilignes en bout, ce qui leur confère l'aspect de perçoirs, et enfin 12 pièces à becs.

Dans le groupe IV on trouve des objets du troisième groupe réutilisés, les parties reprises présentant une patine plus fraîche. La retouche est alors du type denticulé direct, inverse, alterne et alternante, rarement continue sur les bords.

Enfin les objets du groupe V (figure 10) comprennent 49 pièces à surface très fraîche, ce qui rend évidente la fabrication sur place. On compte 27 éclats lamellaires minces sans talon visible, 4 éclats et une lame avec talon à petites facettes, 7 éclats, et une lame à talon presque perpendiculaire au plan d'éclatement, 2 nucleus, 9 éclats laminaires retouchés en continuité ou en alternance.

B) Dans l'industrie des bifaces on distingue trois groupes d'objets (figure 11). Le premier groupe est fait de 10 amygdaloïdes cordiformes, fusiformes, triangulaires, avec des faces à profil convexe; le talon est basal, à deux plans convergents, ou bien convexe et avec cortex; la taille bifaciale à éclats larges, irréguliers et épais engendre des arêtes sinueuses; la patine apparaît plus ancienne que celle des deux autres groupes, et quelques exemplaires ont été repris.

Le deuxième groupe de bifaces comprend 19 amygdaloïdes présentant des affinités avec les bifaces de la couche 37. Au troisième groupe se rattachent 24 spécimens bifaces provenant pour moitié de cailloux ou de gros éclats: ils ont une face abrupte à profil convexe et l'autre face plate; le talon basal est souvent oblique, et le cortex envahit une partie de la surface de la face abrupte. A la préparation des bifaces sur éclats plats s'ajoute aussi une retouche imbriquée marginale qui rend les arêtes tranchantes et rectilignes. Dans beaucoup d'objets la face plane n'est façonnée qu'à la périphérie, et parfois l'enlèvement d'écaillés n'est pas continu. Nous sommes donc en présence d'une industrie à bifaces qui concerne aussi des éclats, et où l'on peut distinguer des amygdaloïdes, des pointes et des racloirs.

En résumé, d'après la situation stratigraphique et la typologie, on peut distinguer à Valle Giumentina plusieurs industries du Paléolithique inférieur et moyen.

La plus archaïque est représentée par les outils des couches 20, 24, 30 et 33: c'est une industrie à éclats, éclats dont la forme n'est pas prédéterminée, et qui ont été transformés par retouche en raclours, pointes, instruments à becs ou à encoches. Les éclats étaient généralement détachés du nucleus par un percuteur: il existe cependant des éclats dont le talon, très large et incliné, révèle l'emploi d'une enclume. Nous sommes donc en présence d'une industrie où la tradition clactonienne est évidente. Elle a des analogies avec le Clactonien de High Lodge mais aussi avec l'industrie de la Quina. C'est pourquoi on peut la considérer comme un stade évolué du Clactonien italien.

La place qu'occupent les bifaces de l'Acheuléen supérieur dans le gisement (couche 37) prouve que cette industrie était en partie contemporaine du Clactonien évolué, mais le fait que les bifaces se trouvent dans cette couche ne signifie nullement que l'Acheuléen supérieur ait eu de l'avance, dans les Abruzzes, sur le Clactonien évolué. L'industrie de cette couche 37 a des traditions très différentes de celle des couches inférieures: en effet, en plus des bifaces, on trouve des outils sur éclats tellement minces qu'ils prennent l'aspect de lames véritables, à talon ponctiforme. Ces instruments ont été évidemment fabriqués par des hommes qui avaient atteint un haut degré de perfection dans l'exécution des bifaces.

L'industrie des couches 40—42 montre un retour à la tradition propre aux hommes qui s'étaient succédés pendant des millénaires sur les bords de notre lac. Peut-être s'agit-il là des dernières manifestations des hommes de tradition clactonienne avant qu'ils quittent la zone lacustre en voie de dessèchement définitif.

Inversement, les industries en gisement secondaire de la couche 46 prouvent que d'autres populations, porteuses d'autres traditions techniques, s'étaient depuis longtemps établies dans la région de la Majella: les objets du groupe I sont, en effet, très semblables aux objets clactoniens de la Madonna del Freddo, comme nous l'avons signalé, ce qui démontre bien que les plateaux du Nord-Ouest de la Majella étaient parcourus par l'homme bien avant la formation du lac de Valle Giumentina.

Rappelons aussi que l'industrie du groupe III de la même couche est caractérisée par des éclats de forme variée et par de véritables lames grandes et épaisses. En plus du talon lisse, étroit et peu incliné, on voit apparaître le talon à larges facettes; la retouche est denticulée, du type direct, alterne, alternant; les encoches et les becs sont fréquents; quelques nucleus ont une forme plus ou moins discoïdale, et plusieurs présentent les caractéristiques propres aux nucleus préparés avec la technique levalloisienne dit "archaïque", distincte de la technique levalloisienne vraie des outils du groupe V. Cette industrie est largement répandue dans les Abruzzes, surtout dans les stations de haute montagne, et elle se présente sous des aspects divers dont il reste à préciser la position. Un aspect particulier est celui des hautes stations de montagne, où elle acquiert une physionomie si particulière qu'elle peut être considérée proprement comme une "culture", culture que j'ai proposé d'appeler culture du Paléolithique abruzzais de montagne (RADMILLI 1964). En effet, tout en faisant partie du groupe général des industries sur éclats de technique levalloisienne archaïque, elle a une physionomie propre due à la présence d'outils généralement de petites dimensions et de grattoirs, et à l'absence des gros éclats en forme de lame. A côté de ces éléments typologiques il existe, de plus, pour cette industrie, un rapport bien précis avec la climatologie du Quaternaire, puisque les chasseurs paléolithiques ne pouvaient atteindre les hauts plateaux de la montagne abruzzaise que pendant les interglaciaires, c'est à dire quand ils étaient libres de neiges permanentes.

Dans le groupe des outils bifaces de la couche 46 sont représentés divers autres hori-

zons culturels, avec prédominance de pièces très évoluées appartenant à un Acheuléen supérieur, prélude au Moustérien de tradition acheuléenne.

III. Le gisement des "Svolte" de Popoli

Pour encadrer chronologiquement les industries qui se sont succédées à Valle Giumentina, et en dehors de l'étude sédimentologique présentée dans la seconde partie de cet article, il est nécessaire d'examiner le gisement des "Svolte" (mot à mot: les virages) de Popoli, découvert en 1955 par G. LEOPARDI (LEOPARDI & RADMILLI 1956; LEOPARDI, PANNUTI & RADMILLI 1957) et fouillé en 1961. Il s'agit d'un plateau situé à 340—345 m d'altitude, à 3 km de Popoli, et qui a été récemment entaillé par un torrent. La fouille a mis à jour, de haut en bas, la succession stratigraphique suivante (fig. 12):

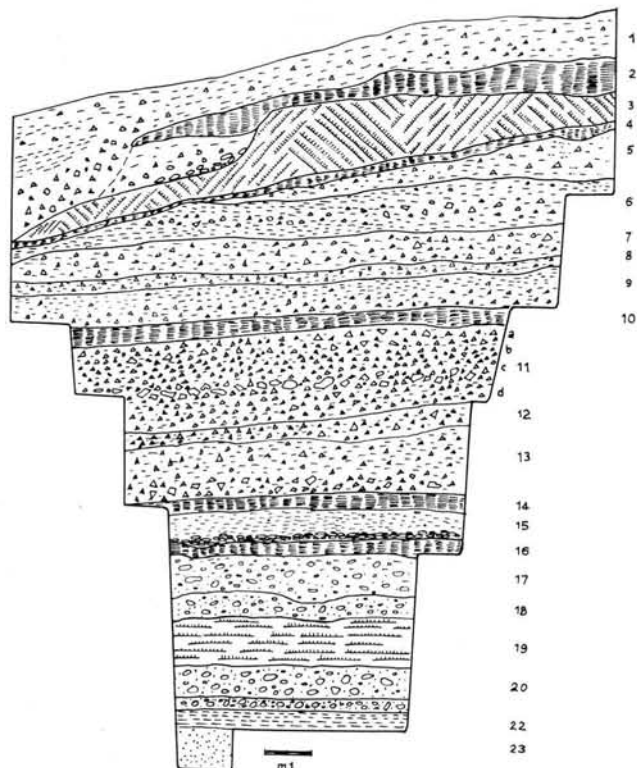


Fig. 12. Stratigraphie du gisement "Le Svolte", près de Popoli. Pour comparaison avec le gisement de Valle Giumentina.

- formation superficielle remuée par les travaux agricoles; épaisseur 50 cm;
- formation terreuse brun clair mêlée à du gravier, comprenant de l'industrie du Paléolithique moyen et supérieur; ép. 50 cm (couche 1);
- formation argileuse sombre, avec industrie du Paléolithique moyen; épaisseur variant de 5 à 60 cm (couche 2);
- formation calcaire blanc jaunâtre pulvérulente renfermant, dans sa partie supérieure, une industrie peu abondante du Paléolithique moyen; épaisseur de 5 à 150 cm (couche 3);
- formation argileuse brun sombre avec industrie peu abondante du Paléolithique moyen; épaisseur 25 cm (couche 4);
- formation de graviers mêlés d'argile brun clair et comportant une industrie levalloiso-moustérienne peu abondante; épaisseur variant de 5 cm à 100 cm (couche 5);
- formation argileuse brun-sombre avec intercalation d'un niveau de pierres et de gravier et une industrie levalloiso-moustérienne peu abondante; épaisseur de 25 à 100 cm (couche 6);

- formation de graviers mêlés d'un peu d'argile jaunâtre renfermant une industrie levalloiso-moustérienne peu abondante; épaisseur 70 cm (couche 7);
- formation de gravier mêlé d'argile sans industrie; épaisseur 25 cm (couche 8);
- formation argilo-terreuse brun sombre mêlée de graviers et renfermant une industrie levalloiso-moustérienne peu abondante (couche 9);
- formation argileuse noirâtre avec empreinte d'os décomposés et une industrie levalloiso-moustérienne peu importante (couche 10);
- formation de gravier se subdivisant, d'après la dimension des éléments en quatre niveaux A, B, C et D, ayant restitué chacun des outils levalloiso-moustériens; épaisseur 185 cm (couche 11);
- formation graveleuse mêlée d'argile brun rougeâtre renfermant une industrie levalloiso-moustérienne peu abondante; ép. 40 cm (couche 12);
- formation graveleuse mêlée d'argile brun-sombre renfermant une industrie levalloiso-moustérienne; ép. 135 cm (couche 13);
- formation argileuse brun rougeâtre avec os de cerf et abondante industrie levalloiso-moustérienne; épaisseur 40 cm (couche 14);
- formation argilo-terreuse brun clair avec niveau caillouteux vers la base; os de cerf et de chevreuil; industrie levalloiso-moustérienne; épaisseur 65—70 cm (couche 15);
- formation d'argile sombre avec cerf, bouquetin, et industrie sur éclats de dépôt secondaire; ép. 30 cm (couche 16);
- formation de sable jaunâtre mêlé de graviers arrondis, avec industrie peu abondante en gisement secondaire; ép. 85 cm (couche 17);
- formation de graviers arrondis mêlés de sable jaunâtre, industrie peu abondante en gisement secondaire; ép. 40 cm (couche 18);
- formation calcaire blanchâtre avec restes de cerf et d'hippopotame, et industrie peu abondante en gisement secondaire; ép. 100 cm (couche 19);
- formation de graviers aux angles émoussés mêlés de sable jaunâtre, avec os de pachydermes, industrie sur éclats et bifaces de l'Acheuléen supérieur; ép. 60 cm (couche 20);
- formation de graviers aux angles émoussés mêlés de sable jaunâtre stérile; ép. 30 cm (couche 21);
- formation de sable quartzeux mêlé d'argile, stérile d'industrie; ép. 30 cm (couche 22);
- dépôt fluvio-lacustre sans industrie, épaisseur non vérifiée.

Certaines caractéristiques de ce gisement sont liées à la présence du lac de Popoli, postérieur au lac villafranchien, et qui se trouvait plus bas. C'est à dire que, tandis que ce lac existait encore, les cailloutis de la base de notre gisement étaient arrondis par l'action chimique aussi bien que par l'action mécanique des eaux dans lesquelles ils baignaient. Cela est clairement démontré par les caractéristiques des couches 23 à 17, où il existe une alternance d'horizons déposés en eau profonde et en eau peu profonde, et d'horizons périodiquement découverts. La couche 16 s'est formée après le retrait définitif des eaux lacustres, et il est assez difficile de calculer à quelle durée correspond ce sol. Puis un torrent déposa les cailloux de la partie inférieure de la couche 15, laquelle est suivie, jusqu'à la couche 5, par une alternance cyclique de dépôts détritiques provenant du versant et de sols véritables.

La discordance entre la couche 5 et la couche 4 correspond à une période d'érosion du versant, suivie de la formation d'un sol que la présence d'industrie moustérienne permet de rattacher à la glaciation würmienne. La formation de la couche 3, qui contient une industrie moustérienne, a été entaillée vers la gauche par un ravin où venaient aboutir, par glissement, les terrains des couches 3 et 2 et, enfin, la couche 1, avec ses industries du Paléolithique supérieur.

Dans la couche 20, en même temps que des objets de dépôt secondaire, on trouve un groupe d'outils exécutés sur place: il s'agit de bifaces travaillés avec la technique à retouche laminaire propre à l'Acheuléen supérieur. Il n'est pas exclu que les artisans des bifaces aient aussi façonné les outils sur éclat de technique Levallois archaïque. Dans cette couche on trouverait par conséquent la preuve de la contemporanéité de l'industrie à amygdaloïdes de l'Acheuléen supérieur et de l'industrie sur éclats de technique Levalloisienne archaïque. Il faut toutefois tenir compte du fait que l'un des bifaces a été réutilisé après retouche, ce qui nous entraîne à admettre la possibilité que l'industrie sur

éclats soit plus récente. La zone a donc été recouverte pendant un certain temps par les eaux du lac qui ont déposé le calcaire de la couche 19; le gravier originaire du versant recommença ensuite à s'accumuler au bord du lac, ses éléments subissant un certain arrondissement, et de cette façon se constituèrent les couches 18 et 17 qui renferment des outils de dépôt secondaire et quelques éclats travaillés sur place d'après la technique levalloisienne archaïque. La même technique se retrouve aussi dans les quelques outils en place dans la couche 16.

L'abondance des pièces dans les couches 15 et 14, et la présence d'os carbonisés, prouvent une certaine permanence sur les lieux des peuplades qui travaillaient le silex avec une technique levalloisienne plus avancée: on y retrouve des éclats triangulaires typiquement de Levallois, des lames, et, pour la première fois, l'utilisation des plans de frappe préparés avec facettes petites et régulières; la retouche est généralement du type subimbriqué; peu d'objets montrent une retouche denticulée. C'est cette industrie formée d'éclats retouchés, de pointes, de racloirs, de nucleus irrégulièrement discoïdes, que j'ai appelée "levalloiso-moustérienne". Elle est présente jusque dans les couches supérieures, même lorsqu'elle n'est représentée que par peu de pièces. L'érosion du versant qui sépare la couche 5 de la couche 4 coïncide avec la période de l'arrivée dans la Conca Peligna des populations en possession de nouveaux outils. En effet on a trouvé dans les couches 4, 3 et 2 et dans le paléo-ravin, en même temps que quelques objets levalloiso-moustériens, des objets typiquement moustériens.

IV. Chronologie comparée des deux gisements

Les gisements de Valle Giumentina et des Svolte de Popoli renferment donc une grande partie des industries du Paléolithique inférieur et moyen des Abruzzes. Mais il est possible de trouver un raccord entre les deux séries stratigraphiques, donc de reconstruire la séquence de ces industries.

Les bifaces découverts dans la couche 37 de Valle Giumentina et ceux de la couche 20 des Svolte appartiennent à la même culture: ils sont par conséquent contemporains ou peu éloignés dans le temps. Il en est de même pour les instruments du groupe V, in situ dans la couche 46 de Valle Giumentina, et pour ceux des couches 15—14 des Svolte. Par conséquent la partie la plus récente de ce dernier gisement coïncide avec l'intervalle de temps pendant lequel s'est déposé, à Valle Giumentina, la couche 47, dépourvue, elle, d'industrie.

Puisque, aux Svolte, la couche 1 contient de l'industrie du Paléolithique supérieur, d'âge Würm III dans la littérature relative aux Abruzzes, il est évident que les couches inférieures 2, 3 et 4 se sont formées pendant la glaciation würmienne: raison pour laquelle l'industrie moustérienne est attribuée au Würmien. L'érosion entre la couche 4 et la couche 5, et peut-être une petite partie des formations sous-jacentes, doivent être rapportées à la dernière période interglaciaire. La formation des couches 15—14 est contemporaine de celle de la couche 46 de Valle Giumentina puisque les deux renferment une industrie levalloiso-moustérienne exécutée sur place. Mais la couche 46 de Valle Giumentina a tous les caractères d'un dépôt de solifluction: elle appartient donc à une période glaciaire. A cette même période glaciaire (Riss III ou Riss I ?)²⁾ appartiennent également les formations 15—14, formations dont les caractères ne sont pas contradictoires avec une telle interprétation puisqu'il s'agit de sols. L'érosion notable qui porte le numéro 44 dans l'échelle stratigraphique de Valle Giumentina a certainement coïncidé avec une période interglaciaire (ou un interstade du Riss ?).

Un argument valable en faveur de cette interprétation nous est apporté par les caractères du groupe III de l'industrie de la couche 46, dont on ne retrouve pas d'équivalent dans les dépôts sous-jacents (couche 43 à couche 20): il faut donc considérer cette

²⁾ J. D. est d'une opinion différente: voir seconde partie de cet article et addendum.

industrie comme postérieure à celle de la couche 42 et antérieure à l'industrie levalloiso-moustérienne en place de la couche 46. Il s'agit de cet ensemble de technique levalloisienne archaïque dont une partie doit remonter à un interglaciaire ou à un interstade, puisque des industries analogues ont été découvertes dans des stations de haute-montagne. Les formations de cette période devraient être représentées à Popoli par les couches 16—18, où existent des pièces de technique levalloisienne archaïque exécutées sur place ou en gisement secondaire.

La couche 43 de Valle Giumentina a été mise en place par solifluction: elle coïncide donc avec une période glaciaire, dont elle pourrait représenter la partie culminante, raison pour laquelle le dépôt lacustre sous-jacent se serait formé pendant la phase anaglaciale (Riss 1 ou Mindel ?)³⁾. La couche 20 des Svolte renfermant des bifaces exécutés sur place, doit être considérée comme contemporaine ou à peine postérieure à la couche 37 de Valle Giumentina, et l'indice d'éroulé du gravier joue en faveur de l'hypothèse d'un climat évoluant vers le froid.

Il résulte donc de ce qui précède que l'industrie moustérienne des couches 4, 3, 2 des Svolte appartient à la phase ancienne de la glaciation würmienne, vieille de 40 à 65 000 ans. L'industrie levalloiso-moustérienne a débuté pendant la période glaciaire du Riss et a duré pendant toute la période interglaciaire Riss-Würm, et même pendant la période würmienne. La naissance de cette industrie pendant la période rissienne coïncide avec les résultats de A. C. BLANC pour la stratigraphie de Torre in Pietra où, justement, ce type d'industrie se trouve dans une formation sur laquelle vient s'appuyer un dépôt tyrrhénien (BLANC 1954, 1958).

Si l'association avec des bifaces de l'Acheuléen supérieur présente aux Svolte est exacte, les groupes d'industrie de technique Levallois se sont développés pendant la très longue période de temps comprise entre la période glaciaire du Levalloiso-moustérien et peut-être une partie de la période glaciaire précédente. L'industrie clactonienne évoluée du faciès de Valle Giumentina et celle de l'Acheuléen supérieur coïncident avec cette dernière période glaciaire (Riss I ou bien Mindel). Il n'est pas encore possible, actuellement, de situer l'industrie clactonienne plus ancienne de dépôt secondaire de la couche 46 (groupe I) et les pièces amygdaloïdes plus archaïques qui s'écartent notablement du Clactonien type Valle Giumentina et peuvent être considérées, en partie, comme contemporaines de l'industrie clactonienne découverte à la Valchetta Cartoni à Rome (BLANC, TONGIORGI & TREVISAN 1953).

Deuxième partie: Sédimentologie du gisement⁴⁾

1° Les conglomérats pré-rissiens A et B (fig. 1)

I. Description des couches

Le dépôt le plus ancien (couche 1) repose directement sur le fond de l'alvéole lacustre, constitué de calcaires helvétiques (BALLY 1954). Ce dépôt est fait d'une vingtaine de mètres de galets bien arrondis (fig. 13) de taille extrêmement variable, puisqu'on observe, aussi bien, des blocs de 1 m de diamètre. La stratification est parfois entrecroisée. Certains galets sont cassés. Tout indique donc une mise en place par des eaux torrentielles tumultueuses et irrégulières: nous sommes donc sûrs que le climat comportait de fortes pluies, qu'il n'était pas tropical humide (sinon il n'y aurait pas tant de galets) et que le relief avait déjà de fortes pentes.

La couche 2 est une brèche très mal cimentée, d'une dizaine de mètres d'épaisseur. Elle est faite de cailloux à peine éroulés sur leurs arêtes, d'énormes blocs bruts qui

³⁾ Pour J. D. l'âge mindélien est exclu.

⁴⁾ Par J. DEMANGEOT, Professeur à la Faculté des Lettres, Toulouse, France.

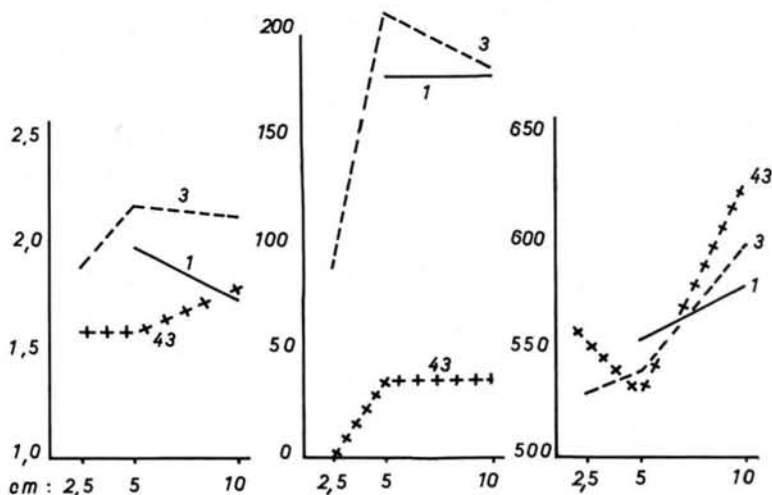


Fig. 13. Morphométrie de quelques cailloux de Valle Giumentina. Il s'agit de spécimens récoltés dans les couches 1, 3 et 43. En abscisse diamètre moyen des spécimens examinés. à droite indice de dissymétrie. Pour les définitions voir l'ouvrage de CAILLEUX et TRICART.

peuvent atteindre 3 m de diamètre, et d'une matrice de sables et de gravillons calcaires à angles vifs, le tout dans une disposition absolument anarchique. Ce dépôt a évidemment été étalé dans des conditions très particulières. Or il existe ailleurs, dans les Abruzzes, des mégabrèches très curieuses et qui peuvent lui être comparées: c'est la base des conglomérats de Pietracamela, les mégabrèches de Caramanico et de S. Eufema (qu'on a parfois prises, mais à tort, pour du matériel morainique (pe: FRANCHI 1919 et carte géologique 1:100 000, feuille Lanciano) etc. Pour des raisons que nous exposons en détail dans notre étude d'ensemble des Abruzzes (DEMANGEOT 1965), nous considérons ces mégabrèches comme les dépôts corrélatifs d'une importante poussée tectonique advenue en climat froid. Peut-être les cailloutis no. 2 de Valle Giumentina sont ils un équivalent de ces mégabrèches, quoique de faciès un peu différent? Ce n'est qu'une hypothèse.

La couche 3 est un poudingue peu épais (1 à 2 m) mais suffisamment dur pour déterminer un ressaut topographique et localiser une cascade au fond du ravin. Les galets sont relativement homométriques. Bien qu'ils soient encore assez aplatis, leur émousé (fig. 13) prouve qu'ils ont été convenablement roulés par l'eau (CAILLEUX & TRICART 1959), l'aplatissement est en effet d'origine lithologique, les calcaires éocènes et helvétiques se débitant naturellement en plaquettes. Le ciment de ce poudingue est de nature calcaire évidemment, de grain fin, et il est teinté parfois de jaune ou de rose par une faible quantité d'oxydes ferriques qui lui donnent un aspect de mortadelle pâle. On a donc affaire à un dépôt torrentiel qui a été soumis à évaporation: on peut supposer alors l'action d'un climat à saisons contrastées, comparable au climat méditerranéen actuel.

Les couches 4 à 8 (ensemble B) sont nettement discordantes sur la couche 3, et elles sont d'une tout autre origine. Il s'agit d'éboulis de calcaires locaux mis en place par gravité ou par solifluxion. Leur épaisseur est donc très variable. La preuve de leur origine est d'abord dans la forme même des fragments rocheux, parfaitement anguleux. Elle est aussi dans leur disposition au sein de la brèche. Tantôt les cailloux sont pressés les uns contre les autres, parallèlement à la pente, comme ceux qui glissent sur une surface gelée (éboulis ordonnés). Tantôt ils sont dressés comme dans une coulée de solifluxion: dans la couche 4 les trois quarts des cailloux, 76% exactement sur la coupe étudiée, sont inclinés à plus de 45 degrés sur le plan de stratification. Tantôt ils sont disposés comme



Fig. 14. Détail de la couche 4 de Valle Giumentina. Hauteur de la coupe: 1,50 m environ. Noter la forme et la disposition des cailloux. La matrice est une terre rougeâtre peu cohérente. Il s'agit évidemment d'une blocaille cryoturbée. Age: Mindélien. (Cliché J. DEMANGEOT).

des rosettes ou des palmettes de cryoturbation. Il n'y a donc aucun doute possible: ces fragments ont été mis en place et immédiatement remaniés en climat périglaciaire. Ils sont donc contemporains d'une période glaciaire (Voir figure 14).

La matrice de ces brèches B ne nous enseigne rien de très significatif. La fraction grossière consiste en grains de quartz non usés, en petits éclats calcaires et en grains de limonite détritique, limonite qui n'a rien de contradictoire avec un climat froid. La fraction fine est une argile rougeâtre, terreuse, peu cohérente. C'est elle qui a permis, localement, quelques brassages par cryoturbation. L'analyse de cette argile aux rayons X⁵⁾ révèle une faible proportion de kaolinite et une prédominance d'illite: ce n'est pas surprenant puisque cette argile provient du lavage de sédiments marins (calcaires helvétiques et molasse pontienne) ou lagunaires (horizons supérieures de la molasse pontienne) situés à l'amont, vers la Majella.

Le sommet de ces brèches B présente un intérêt particulier car la matrice n'est plus argilo-terreuse, mais au contraire remplacée par un ciment dur, tellement dur qu'on de la peine à le casser au marteau. Cette véritable cuirasse a une cassure grenue et brillante, miroitante parfois comme celle d'un minerai métallique, de couleur noire vers la base et

⁵⁾ Examen pratiqué obligeamment par M. ELHAI, Professeur à la Faculté des Lettres de Rouen.

de couleur brun-marron vers le sommet. La masse même du ciment n'est pas compacte: on y découvre de petites vacuoles et de petites fissures emplies de calcite. Si son épaisseur était plus forte, car elle ne mesure que de 2 à 8 cm environ, cette cuirasse ressemblerait exactement aux cuirasses ferrugineuses de Guinée ou du Mato Grosso.

L'analyse détaillée de la cuirasse supérieure (no. 8) donne les résultats suivants ⁶⁾:

	horizon noir	horizon brun-marron
Si O 2	3,3%	3,7%
Al ₂ O ₃	0,05	0,15
Fe ₂ O ₃	1,5	13,8
Mn O	2,8	0,7
perte au feu	38,3	35,5

avec, partout, du CaCO₃ en abondance, ce qui est parfaitement normal, et des traces de baryum, de magnésium, de titane, etc.

La comparaison avec les cuirasses tropicales n'est donc pas dépourvue de fondement. Mais il convient, à ce propos, de dissiper toute équivoque. Le terme de "cuirasse latéritique" serait totalement impropre, puisqu'il y a très peu de silice et pratiquement pas d'alumine: c'est bien le terme de cuirasse ferrugineuse qui convient. De plus il ne s'agit pas d'une cuirasse de plateau mais d'une cuirasse de versant localisée dans les cailloutis au niveau de l'ancienne nappe aquifère (p. e. MAIGNIEN 1958), chaque position de la nappe étant marquée par une cuirasse différente. Dans l'étude préliminaire j'avais distingué seulement deux cuirasses (no. 6 et no. 8): en réalité il y en a davantage, mais d'extension latérale limitée.

Le climat qui a déterminé la formation de cette cuirasse devait être à la fois suffisamment chaud et humide pour mobiliser le fer des argiles sous-jacentes, et suffisamment sec pour précipiter le fer, et surtout le manganèse: un climat tropical de transition, voire subtropical. Antérieurement j'avais songé à un climat désertique, ce qui était une erreur.

II. Essai de datation

Il ne fait aucun doute que cet ensemble stratigraphique A et B soit pré-rissien, puisqu'il est fossilisé par des couches C parfaitement datées du Rissien. Mais cet ensemble A et B est constitué de couches très diverses et suffisamment caractérisées pour que nous tentions d'y établir des subdivisions chronologiques.

a) La première précision nous est apportée par les brèches B encombrée d'argiles rougeâtres et scellées par plusieurs cuirasses ferrugineuses, car il ne peut s'agir que de brèches périglaciaires mindéliennes altérées par le climat rubéfiant de l'inter Mindel-Riss (DEMANGEOT 1963).

Il est bien connu, en effet, que, dans la plaine du Pô comme dans la vallée du Rhône^{6b)}, le Rissien a été précédé par un climat particulier qui a provoqué la ferretisation des moraines mindéliennes. (Pour la vallée du Rhône voir: BOURDIER 1961). Il est sûr que ce climat a été chaud et humide (FRÄNZLE 1959) et non pas seulement tempéré comme on l'a cru parfois. Mais ce n'est que très récemment qu'on a mis en évidence le fait que le ferretto est une argile à tendance latéritique formée en climat quasi-tropical (GABERT 1962).

Or il serait bien improbable que le climat inter Mindel-Riss d'Italie centrale n'ait pas beaucoup ressemblé à celui de l'Italie du Nord, et même en plus chaud. De fait il existe dans les Abruzzes des dépôts comparables au "ferretto". J'en veux pour preuve la com-

⁶⁾ Examen en lame mince par M. MICHEL, Professeur à la Faculté des Sciences de Grenoble; examen au spectromètre de masse par M. NICOLAS, Professeur à la Sorbonne; analyse chimique par M. DEBIARD, Laboratoire Municipal de Chambéry.

^{6b)} Et comme dans les Pyrénées. Voir travaux de Mlle H. ALIMEN.

position d'une "terra rossa" de Roccaraso (Abruzzes du Sud-Est) et celle d'une argile des environs d'Aquila (piano Dolfi). Voici les chiffres:

	"ferretto" de la plaine du Pô (GABERT 1962)	"terra rossa" de Roccaraso (COMEL 1937)	argile du Piano Dolfi (DEMANGEOT 1965)
SiO ₂	de 45 à 47%	43%	43%
Al ₂ O ₃	de 24 à 31	21	35
Fe ₂ O ₃	de 10 à 18	9	9

Si l'on ignore la position stratigraphique exacte de la "terra rossa" de Roccaraso, l'argile du Piano Dolfi, elle, est scellée par une brèche périglaciaire pré-würmienne. Il ne s'agit donc point de coïncidences.

Mais on objectera avec raison que, si la brèche périglaciaire B est bien l'homologue des moraines mindéliennes, les cuirasses ferrugineuses du sommet ne sont pas le ferretto. Certes, mais elles en sont dérivées. Il est tout à fait probable que l'évolution climatique qui a mené du Mindel au Riss en passant par une phase chaude et humide "ferretisante", s'est close par une phase de demi-aridité "cuirassante": le fer ferreux de l'argile mindélienne (ce fer provenant de la glauconie ou des micas ou du grenat des sédiments miocènes) a dû être précipité sous forme ferrique lors de la phase de l'aridisation (=ferretisation), puis mobilisé à nouveau et concentré au niveau des nappes de versant lors de la phase de cuirassement.

b) Le second point est d'ordre taxonomique. Puisque, en Italie centrale, le terme de "Mindel" ou le terme de "Riss" ne peuvent avoir qu'une valeur approchée, nous allons tenter une corrélation avec le Latium où le regretté A. C. BLANC a jeté les bases d'une chronologie du Quaternaire local (BLANC 1957). Notre Mindel des couches 5 à 8 est-il l'équivalent de la "glaciation" Cassia ou bien de la "glaciation" Flaminia?

C'est l'épisode des ferretisations qui peut nous servir de point de repère. En effet il semble bien que le climat rubéfiant et chaud de l'inter Mindel-Riss ait produit sur le littoral de la Corse des altérations comparables à celles que nous connaissons en Italie centrale. F. OTTMANN a décrit (OTTMANN 1956) sous le nom de "nappes rouges des vallées actuelles" des dépôts rougeâtres, riches en oxydes de fer, étalés sur le plateau continental exondé, et ensuite recouverts de dépôts marins transgressifs à Cardium. Cette transgression, dite d'Urbino, correspond exactement à ce que l'on appelait autrefois la transgression "milazienne": la nappe rouge est donc pré-milazienne. Or, selon A. C. BLANC, la période Flaminia est postérieure à cette transgression: donc, a fortiori, postérieure à l'épisode rouge.

Par conséquent, et si mon hypothèse de base est fondée, la phase des rubéfiations est inter Cassia-Flaminia: notre "Mindel" ne peut être que Cassia. Rien ne s'y oppose d'ailleurs: le climat de la Cassia a été très froid et les éruptions des volcans de Bracciano n'étaient pas commencées (BLANC, LONA & SETTEPASSI 1955) ainsi que va nous le montrer l'étude des minéraux lourds. De cette conclusion il s'ensuit: 1) que Cassia ne peut être Günz si elle est Mindel (!), et que par conséquent les effets du froid gūnzien restent à mettre en évidence dans le Latium; 2) que Flaminia, à supposer qu'elle soit représentée à Valle Giumentina, doit se trouver au-dessus des couches 5—8.

c) Si les brèches sont bien mindéliennes comme nous le croyons, les poudingues no. 3 qui se trouvent juste au-dessous dateraient de l'inter Günz-Mindel. En effet ils témoignent d'un climat beaucoup plus tempéré que celui de l'inter Mindel-Riss: or nous savons, par les pollens de Gelagna Bassa, dans l'Apennin ombrien (PAGANELLI 1959) que cet interglaciaire a précisément été tempéré, chaud et plutôt humide. Définition qui n'exclut pas un climat à été évaporant.

Restent à dater les cailloutis 1 et 2. Si l'assimilation du conglomérat chaotique no. 2 avec les mégabrèches d'Aquila et Caramanico est correcte, elle donnerait un âge probable

villafranchien supérieur à ce conglomérat. En effet, dans la région d'Aquila les mégabèches tectoniques sont posées sur le lacustre villafranchien moyen (lacustre à *Elephas meridionalis* et *Hippopotamus major*). Mais le cailloutis no. 1? Il est exclu qu'il remonte au Villafranchien moyen étant donné le contexte climatique. Mais il peut dater de la première phase froide et humide du Villafranchien. Ce n'est qu'une supposition, même pas une hypothèse. Quelles sont, par ailleurs, les relations entre ces deux couches basales de Valle Giumentina, et le poulingue fortement cimenté que l'on trouve au point le plus élevé du sentier Caramanico-Valle Giumentina? Elles sont postérieures, sans qu'on puisse préciser davantage.

III. Recherche des minéraux lourds

En collaboration avec Mme M. TERS j'ai recherché les minéraux lourds d'une quarantaine d'échantillons des Abruzzes, dont treize prélevés à Valle Giumentina (DEMANGEOT & TERS 1962⁷). A Valle Giumentina, en effet, la connaissance des minéraux lourds peut nous être utile de plusieurs façons.

D'une part, le bassin-versant étant actuellement dépourvu de molasse pontienne, il serait normal que les alluvions qui proviennent du lavage de ce bassin ne contiennent aucun des minéraux lourds de la molasse. Si elles en contiennent c'est que les conditions du drainage hydrographique ou la direction des vents ont subi des modifications importantes, ou bien que le bassin avait autrefois conservé des témoins de molasse, aujourd'hui disparus.

D'autre part, les éruptions volcaniques quaternaires du versant tyrrhénien ont projeté des cendres jusque sur le versant adriatique de la péninsule, où elles se sont incorporées aux dépôts alluviaux. Or nous connaissons à peu près la date du début de ces éruptions (voir BLANC 1936, PENTA 1950, RITTMANN 1956, SABATINI 1900, 1912, STEFANINI 1936, cités dans DEMANGEOT et TERS 1952): c'est le Villafranchien, si l'on ne tient compte ni des volcans toscans ni de l'île d'Ischia. Nous connaissons aussi la nature minéralogique des séries d'éruption: les volcans Vulsini, par exemple, sont à la fois plus acides et plus précoces que Roccamonfina, les Colli Laziali ne s'éveillent qu'après le Rissien, etc. On peut donc, en théorie, dater une couche quaternaire de l'Italie centrale par ses associations minéralogiques volcaniques.

Mais en théorie seulement, car, en pratique, l'identification des éruptions à distance, c'est à dire par des résidus qui ne reflètent pas fidèlement la composition minéralogique des laves, est difficile et souvent aléatoire. De plus, et pour des raisons qui nous échappent, les premières poussières volcaniques n'arrivent sûrement dans les Abruzzes qu'après le Villafranchien moyen, puisque le lacustre d'Aquila n'en contient pas, et peut-être même seulement après le Villafranchien supérieur.

Ces prémisses posées, les minéraux lourds contenus dans la matrice ou le ciment des couches 1, 3, 4, et 7 (voir tableau) autorisent les conclusions suivantes:

a) Ces quatre couches contiennent des minéraux volcaniques. Nous sommes donc sûrs qu'elles sont postérieures au Villafranchien moyen, ce qui est tout spécialement intéressant pour la couche 1.

b) Les associations minéralogiques de ces couches, avec forte proportion d'augite aegyrienne et de mélanite, indiquent plutôt un volcanisme acide. Or, précisément, les seuls groupes volcaniques en éruption avant le Rissien sont ceux des Vulsini et des Cimini,

⁷ La détermination et le comptage des minéraux ont été faits par Mme TERS, Maître de recherche au CNRS. — La question des minéraux lourds dans les Abruzzes, volcanique ou non, a été rapidement abordée par CHELUSSI (Giorn. Min. Christ. Petro., 1893, et Boll. R. Com. Geol. Ital., 1895), par DAINELLI (Atti Lincei, 1906), par MODERNI (Boll. R. Com. Geol. Ital., 1895), par SACCO (Mem. Acc. Sc. Torino, 1907), par SORRENTINO (Boll. Soc. Geol. Ital., 1934). Plus récemment L. PEDERZOLLI-GOTTARDI a publié l'analyse d'un échantillon de sable à minéraux (Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. 65, 1958, p. 15—24) mais sans en tirer de conclusions.

Tableau 1
 Les minéraux lourds de Valle Giumentina
 Abréviations: TML = total des minéraux lourds; MLV = minéraux lourds volcaniques. + = traces.
 Source: DEMANGEOT & TERS, 1962.

Couches no.	1	3	4	7	30a	30b	31-2	33	34	42	43	45	46
TML/Résidu %	1	5	6	4	25		20	15	7	2	0,5	9	2,7
<i>ML molasse:</i>													
Opaques				+			+					+	++
Muscovite		+					+		+			+	
Zircon		2,9										+	5
Rutile		5,8											
Grenat rose	+	56,5	++	++	+	+	+	+	+	+	+	++	70
Tourmaline brune		2,9	+										5
Tourmaline bleue		2,9											
Andalousite													2,5
Staurotide		8,7									+		6,5
Disthène	+									+			2,5
Épidote		14,5	+										2,5
Zoïsite		5,8										+	6
Pléonaste							+				++		
Total ML molasse	+	100	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	100
<i>ML volcaniques:</i>													
Hornblende basaltique									0,5				
Olivine			1										
Biotite						+	+	+			+	+	
Diopside						1	9	0,5					2,3
Augite verte	++	36	72,5	38,4	85,5	32	1	8	94	69	12	17,3	+
Augite aegyriunique		48	2	18,1	4	64	73	89		15,5	68	63,5	
Aégyrine			2	5,4	2	0,5	9	1		8	1,6	2,3	
Sphène			4		4	1	2	0,5	1,5	1	6,7	6,8	
Apatite			3	14,3	4		5	1		0,5	3,3	2,3	
Mélanite	+	16	15,5	23,8	0,5	1,5	1		4	6	8,4	5,5	++
Total ML volcaniques	+	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	+
MLV/TML %		40	97	88	99	85	70	99	99	98	93	86	13

avec prédominance d'andésites et de trachytes: il ne peut s'agir évidemment d'une simple coïncidence.

c) La couche 3 contient des quantités appréciables de minéraux lourds de la molasse (60% du total des minéraux lourds), ce qui prouve que les apports détritiques avaient une origine assez lointaine; et ce n'est pas le cas des couches 4 et 7, ce qui n'est pas surprenant. On ne peut s'empêcher, néanmoins, de penser aux caprices des vents locaux.

2) Les couches rissiennes C

Après un long intervalle de temps, impossible à chiffrer, la Valle Giumentina, encore encombrée des pierrailles et des cuirasses ferrugineuses, se remplit progressivement d'eaux stagnantes au début du Rissien: manifestement un barrage s'est créé à l'aval. Sur la nature de ce barrage toutes les suppositions sont permises, car il n'en subsiste actuellement aucune trace. L'hypothèse la plus vraisemblable est que le Vallone di Santo Spirito, où débouche normalement la Valle Giumentina, s'est empli d'alluvions au point de bloquer, latéralement, l'écoulement de Valle Giumentina. La cause de cet alluvionnement pourrait être climatique (période anaglaciale). En tous cas les alluvions de cette époque n'ont été conservées qu'à Valle Giumentina, et la topographie générale a certainement beaucoup changé depuis le Rissien.

Il est à remarquer que les dépôts lacustres qui se sont accumulés ici sur 25 m d'épaisseur sont disposés par couches concordantes et peu épaisses sans que les plus récentes aient un faciès plus grossier que les plus anciennes, ce qui laisse supposer une surélévation du plan d'eau par petites saccades successives. On peut donc penser que les eaux n'ont jamais été bien profondes: 1 m ou 2 peut être. La Valle Giumentina était donc plus un étang qu'un lac véritable.

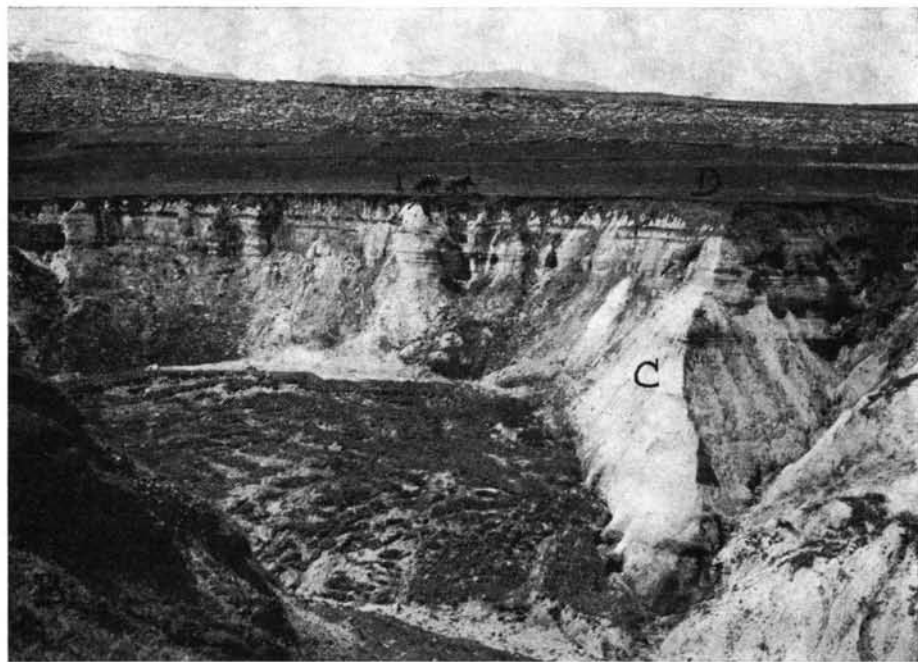


Fig. 15. Le lacustre rissien de Valle Giumentina. On voit nettement les horizons rissiens C alternativement clairs et sombres, la discordance 44 en dents de scie, et les limons würmiens D de couleur sombre. Le "flowage" qui a donné une coupe fraîche providentielle dans les couches à industrie est parfaitement reconnaissable. (Cliché J. DEMANGEOT).

Enfin il faut noter que le remplissage alluvial C ne s'est pas déposé seulement en milieu aquatique: les sables blancs et les marnes authentiquement lacustres (I) alternent avec des blocailles nivales (II) et même des paléols noirs (III) de telle sorte que, en combinant les diverses méthodes de la sédimentologie, on peut parvenir à une vue nuancée du milieu géographique rissien.

I. Les couches lacustres blanches

Les couches blanches ou blanchâtres représentent plus des quatre cinquièmes de l'épaisseur totale du remplissage. Mais on constate, sur la coupe naturelle, qu'elles sont plus blanches vers le sommet du gisement que vers la base (figure 15).

Elles paraissent, au premier coup d'oeil, faites d'un sable calcaréo-dolomitique (2 à 0,02 mm) très homogène, légèrement stratifié, noyé dans une pâte argileuse blanchâtre, voire une "farine" fossile. A l'examen on s'aperçoit que la partie fine est relativement peu argileuse: elle est faite, elle aussi, de calcaire, mais de calcaire à l'état de limon (0,02 à 0,002 mm). Il s'ensuit que les carbonates peuvent atteindre 90% du poids du sédiment

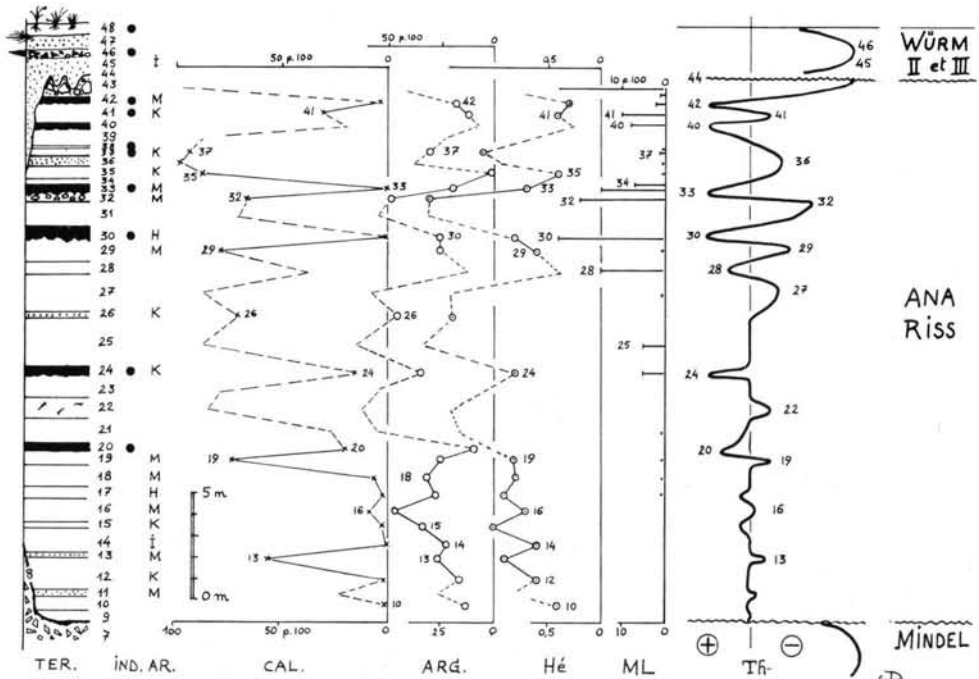


Fig. 16. Sédimentologie des couches lacustres rissiennes. Explication des colonnes, de gauche à droite: TER: succession des couches, avec leur numéro. Echelle de 5 m vers le bas à droite; en noir les paléols argileux. IND: un gros point noir indique les couches à industrie. AR: nature minéralogique de l'argile prédominante (H: halloysite, I: illite, K: Kaolinite, M: Montmorillonite). CAL: pourcentage de $\text{CO}_3 \text{Ca}$ dans le matériel "tout venant", d'après tableau de R. OLIVIERI, loc. cit. ARG: pourcentage d'argile granulométrique (particules inférieure à 5 microns) dans le matériel "tout venant", même source. Hé: indice d'hétérométrie de CAILLEUX (voir ici note 45) mesuré sur la courbe cumulative de la fraction inférieure à 30 microns, d'après R. OLIVIERI, tableau 2. ML: pourcentage des minéraux lourds sur le résidu sables décarbonaté, d'après DEMANGEOT et TERS, loc. cit (de 9 à 23 pourcentage en nombre, de 24 à 43 pourcentage en poids). Th: courbe approximative des variations de la température, établie d'après les caractères sédimentologiques des couches. Dans toutes les colonnes la ligne tiretée indique une interpolation fondée sur l'examen macroscopique des sédiments.

total⁸). La confusion entre le sens minéralogique et le sens granulométrique du mot "argile" explique pourquoi la courbe des argiles que l'on peut déduire des chiffres de Mlle OLIVIERI varie à peu près parallèlement à la courbe des carbonates (fig. 16)

Or l'abondance des calcaires finement divisés par voie mécanique est un indice certain de climat à gel saisonnier, alors que l'abondance des carbonates précipités ou construits est un indice de climat tiède ou chaud (p. e. LOŽEK 1957 et DEMANGEOT 1965). Par conséquent, et si l'on considère toujours le même bassin fournisseur, la proportion des argiles minéralogiques doit automatiquement augmenter dans les alluvions lorsque le climat se réchauffe. D'ailleurs, pour peu que le climat s'assèche en se réchauffant, ce n'est pas seulement la proportion des particules argileuses qui augmentera mais aussi leur quantité absolue, car la sécheresse favorise la dégradation des affleurements argileux du bassin.

La différence de couleur entre la base et le sommet du remplissage, c'est à dire la différence de teneur en carbonates, peut donc être partiellement interprétée en fonction de la température qui régnait contemporanément à la sédimentation. L'apparence du dépôt, confirmée par l'analyse chimique, prouve donc que la base du complexe C a été déposée sous un climat moins froid que le sommet.

Cette interprétation est confirmée par la présence d'éclats de silex et de fossiles à tendance "froide" dans la partie supérieure du remplissage lacustre.

En effet on voit apparaître dans les couches 19, 22, 35 et 37 de nombreux et minuscules éclats de silex, de 0,5 à 1 mm de longueur. Or ils ne sont accompagnés d'aucuns graviers ni d'aucuns galets, de telle sorte qu'on ne peut les attribuer qu'à l'action au moins saisonnière du gel. Car le silex est gélif lorsqu'il a été "tectonisé" par les mouvements géologiques, ce qui est le cas ici.

L'autre confirmation vient des petits mollusques qui ont été récoltés dans la couche 37. Ce sont ⁹):

- Limax subfossilis*, Pollonera,
- Limax species*,
- Vitrina alpestris*, CLESS. (?)
- Helix (Theba) carthusiana* MULL.
- Vallonia pulchella* MULL.,
- Abida frumentum* DRAP.,
- Pupilla muscorum* LIN.
- Truncatellina cylindrica* FERR.,
- Chondrula (Jaminia) quadridens* MULL. forma *minor* MOQ. TAND.,
- Chondrula paleolitica* nuova sp.,
- Cochlicopa lubrica* MULL.
- Cochlicopa lubricella* (Zgl) Stabile,
- Limnea truncatula* MULL.

Or toutes ces espèces (sauf *Limax subfossilis* et *Chondrula paleolitica*, éteintes) vivent encore actuellement dans les moyennes montagnes d'Italie du Nord, d'où la conclusion de

⁸) L'analyse chimique et granulométrique du remplissage rissien a été fait par Renata OLIVIERI à l'Université de Modène et à l'Université de Bologne. Les prélèvements avaient été effectués sur le terrain par le Professeur TONGIORGI, de l'Université de Pise. Voir OLIVIERI 1961.

La correspondance entre la numérotation des échantillon examinés par Mlle OLIVIERI et notre numérotation est la suivante. 1 de Olivieri = 43 de Demangeot et Radmilli, jusqu'à ce que no 22 = no 17. Mais noter que 9 = 34 et 33, 10 = 32 et 31, 15 = 26 et 25, 17 = 23 et 22 Ensuite A, B, C, D etc... semblent être nos couches 16, 15, 14 etc....

⁹) Détermination due à la compétence et en l'obligeance de M. SETTEPASSI, de l'université de Rome.

M. SETTEPASSI, qui les a déterminées: "L'ensemble de ces espèces permet d'établir que leur habitat physique et climatique était celui d'une montagne à climat tempéré froid".

Le résultat est clair. La partie inférieure de la série lacustre a été déposée sous climat moyennement humide et moyennement froid, peu contrasté en tous cas; la partie supérieure a été déposée sous un climat également tempéré mais comportant des hivers accentués. Donc, à ne considérer que les couches lacustres blanchâtres, il y a eu évolution vers le froid.

II. Les cailloutis "froids"

Sur ce fond de climat tempéré évoluant vers le froid se sont superposées des crises de froid suffisamment violentes pour évoquer un climat périglaciaire.

On a déjà fait allusion aux petits éclats contenus dans les couches 19 et 22. L'offensive de froid se précise ensuite, en remontant la coupe, dans les couches 27, 28 et 29. Certes rien, à l'oeil, ne semble les distinguer des autres couches blanches. Mais l'analyse chimique simplifiée révèle une forte augmentation de la teneur en CaCO_3 , teneur qui dépasse 70% (fig. 18); et, surtout, l'examen au microscope binoculaire du résidu sableux montre une proportion déjà appréciable de grains de quartz éolisés¹⁰⁾:

— couche 27: 10% des grains de quartz sont éolisés;

— couche 29: 54% des grains de quartz sont éolisés;

(le complément à 100% est fait de non-usés et de lustrés).

Or, à notre connaissance du moins, les roches situées à l'amont de Valle Giumentina ne contiennent pas de quartz éolisés, mais seulement des non usés et des lustrés d'origine marine. Ces grains éolisés postulent donc un sol nu, c'est à dire que la végétation ait été raréfiée soit par un excès de sécheresse soit par un excès de froid. La première solution étant exclue comme étant incompatible avec le contexte, il ne peut s'agir ici que d'une crise de froid, et de froid plutôt sec, ce qui recoupe très bien la signification des carbonates détritiques.

Une nouvelle crise climatique se manifeste dans la couche 32. Là on trouve des galets de 2 à 8 cm de diamètre en moyenne, et passablement roulés, ce qui prouve l'activité d'un ruissellement concentré. Mais ces galets sont fendus, dans la couche, sans que les fragments soient déplacés, et leur surface est creusée de cupules de gélivation très caractéristiques. Enfin le cortège des signes de froid est complété par la présence de gros éclats de silex et l'abondance des carbonates: le climat était froid et humide sans aucun doute. Peut être la persistance du tapis nival explique t'elle l'absence de quartz éolisés.

Dans la couche 38 l'abondance des carbonates et l'apparition de quartz ronds-mats typiques (10%) indique une pointe de froid probablement sec.

Mais c'est, de loin, la couche 43 qui est la plus intéressante. Elle commence par un mince lit de graviers calcaires ferrugineux et de gros éclats de silex (10 à 20 mm). Puis vient, sur une épaisseur de 1 m, un entassement désordonné de blocs de toutes tailles, les plus gros atteignant 80 cm de diamètre. Le ciment est blanc et pulvérulent. La conclusion est aisée: l'absence de stratification, la variété dimensionnelle des blocs, la fréquence des blocs dressés, le faible émoussé de chaque bloc (fig. 13), la nature du ciment et sa texture, tout montre qu'on est en présence ici d'une blocaille de solifluxion cryonivale, mise en place à l'état pâteux au cours d'une importante crise de froid périglaciaire. L'absence de quartz éolisés s'explique probablement, ici encore, par l'abondance de la neige.

¹⁰⁾ On sait l'importance de l'état de la surface des grains de sable quartzeux. Voir par exemple CAILLEUX 1942.

III. Les paléosols noirâtres

Les couches 16, 20, 24, 30, 33, 40, 42, tranchent par leur couleur sombre sur l'ensemble du remplissage rissien. Ces couches sont faites d'une argile brun-noirâtre, très grasse au toucher lorsqu'elle est humide, mais grumeleuse et se divisant en prismes lorsqu'elle est amenée à se dessécher. On sent aussi, sous le doigt, une petite partie de sable et même quelques graviers aigus. Parfois, mais rarement, il y a encore des feuilles d'arbres et des fragments ligneux, mais pratiquement indéterminables. Chacune de ces couches sombres est limitée à sa face inférieure par une surface irrégulière, tandis que la face supérieure est plane et horizontale.

Ces couches sombres sont donc, selon toute vraisemblance, des paléosols installés sur le fond même de l'étang en voie de dessèchement temporaire.

Que la surface de ces paléosols ait été réellement exposée à l'air libre ne fait aucun doute puisqu'ils ont servi de voie de passage aux animaux et aux hommes préhistoriques. Mon collègue le Prof. RADMILLI a, en effet, identifié des restes de *Cervus elaphus* dans la couche 16, d'*Ursus spelaeus* dans la couche 30, de *Cervus* sp. dans la couche 40, mais jamais de fossiles aquatiques. Et c'est surtout à la surface de ces anciens sols qu'il a récolté l'intéressante et abondante industrie lithique qui caractérise et qui contribue à dater ce gisement: cinq des huit couches à industrie sont des paléosols, et cela n'est pas surprenant.

Des feuilles d'arbres, des Mammifères forestiers, la présence de l'Homme, tout concourt à prouver que ce climat était un assez bon climat¹¹). Mais nous ne saurions nous contenter de cette définition vague, et nous demanderons des précisions aux argiles que contiennent ces sols.

L'étude des argiles a été menée indépendamment de nous, et à l'aide des techniques les plus modernes, par Mlle OLIVIERI (OLIVIERI 1961). Il en ressort que les couches 12, 14, 15, 24, 26, 35, 37 et 41 contiennent de la kaolinite et de l'illite; que les couches 11, 13, 16, 18, 19, 29, 32, 33 et 42 contiennent aussi de la kaolinite et de l'illite, mais, en outre, de la montmorillonite; que les couches 17 et 30, enfin, contiennent de l'halloysite — allophane. Pour trois de ces couches les proportions exactes ont été calculées:

- couche 29: montmorillonite 50%; kaolinite 20%; illite 30%;
- couche 17: halloysite 70%; illite 30%;
- couche 14: kaolinite 30%; illite 70%.

Il est toujours très délicat de tirer des conclusions de la nature des argiles: la kaolinite et l'illite sont certainement remaniées à partir des sédiments calcaréo-marneux du bassin, de telle sorte qu'elles peuvent nous renseigner sur les conditions de la sédimentation au Miocène, par exemple, mais pas au Rissien. Toutefois Mlle OLIVIERI suggère que l'halloysite pourrait être mise en relation avec une certaine acidité des eaux courantes, cette acidité étant elle-même provoquée par la présence d'humus, donc de végétation, dans le paysage. Bien qu'il n'y ait pas une correspondance frappante entre les signes de climat tempéré et la présence d'halloysite, l'explication paraît plausible: les paléosols 17 et 30 sont pauvres en carbonates mais riches en halloysite.

Il me semble, de plus, qu'il ne serait pas déraisonnable d'établir une corrélation entre la montmorillonite et les paléosols. Les pédologues nous enseignent, en effet, que la montmorillonite est souvent liée aux sols forestiers brun-noirs, humifères, et de fort pH. Or nos sols fossiles sont brun-noirs, humifères, et leur pH atteint 7, 8 quand ils contiennent de la montmorillonite. Peut-être étaient-ils, à l'origine, des "mulls" à humus doux, sous végétation caducifoliée.

¹¹) Le prof. TONGIORGI, de Pise, et le prof. ELHAI, de Rouen, ont séparément recherché les pollens de ces couches sombres, mais sans résultats. Il est bien possible que les oxydations qui accompagnent la pédogenèse aient détruit les pollens.

Bref un grand nombre de signes nous autorisent à penser que le climat contemporain de ces paléosols permettait une végétation forestière tempérée. Il est donc normal que nous trouvions dans ces paléosols peu de carbonates détritiques et pas du tout de quartz éolisés.

Mais, quand il est question de sols, il faut distinguer entre la mise en place du dépôt et son évolution proprement pédologique. Il ne semble pas, ici, que les conditions de formation du support minéral aient été très différentes des conditions de sa transformation. Une température moyenne, des pluies fines et régulières, tel semble avoir été le climat qui a immédiatement précédé la pédogenèse. Autrement on ne s'expliquerait pas l'homogénéité granulométrique du sédiment: homogénéité visible à l'oeil nu de la fraction la moins fine, homogénéité de la fraction fine démontrée par l'indice d'hétérométrie de CAILLEUX (fig. 16): il est évident qu'un ruissellement irrégulier n'aurait pas assuré un aussi bon triage des particules (fig. 17).

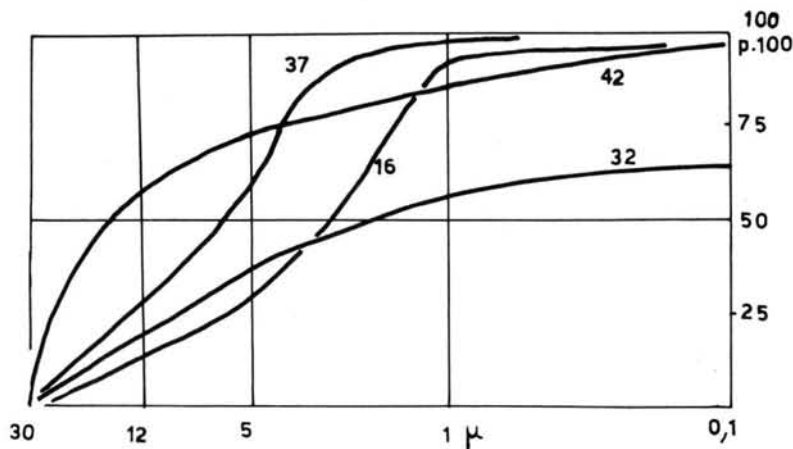


Fig. 17. Granulométrie fine de quelques couches rissiennes. Courbes cumulatives des fractions inférieures à 30 microns, d'après les chiffres fournis par R. OLIVIERI, loc. cit. La grande majorité des 19 échantillons examinés ont une courbe intermédiaire entre la courbe de l'échantillon 42 et celle de l'échantillon 32. Seules 16 et 37 dénotent un triage plus avancé.

IV. L'évolution climatique anarissienne

En regroupant les résultats de ces analyses successives sur le graphique de la figure 16, on obtient une sorte de courbe climatique tout à fait suggestive, et qui permet de se faire une idée assez précise de l'évolution climatique rissienne, de la couche 9 à la couche 43.

Première observation: les signes de froid les plus nets et les plus nombreux sont groupés en haut de la figure: on a donc sous les yeux la courbe d'une période d'englaciation, c'est à dire d'un anaglaciare. Peut on écrire, comme je l'ai fait autrefois, que la partie la plus basse serait d'un interglaciaire, d'un "Sicilien" conventionnel (conventionnel parce que sans signification marine)? Il ne semble pas. Le Prof. WOLDSTEDT, qui a reproduit la coupe de notre gisement dans son Traité (WOLDSTEDT 1958), fait observer que, étant donné l'homogénéité d'ensemble du milieu décrit, l'évolution a dû être progressive. J'accepte volontiers cette objection, qui est conforme au bon sens, et je considère que cette courbe est plutôt celle de l'anaglaciare rissien¹²⁾. Mais nous essaierions plus loin de savoir de quel Rissien il s'agit exactement.

¹²⁾ D'ailleurs il est parfois bien difficile de préciser la différence entre la fin d'un interglaciaire et le début d'un anaglaciare...

Seconde observation: la courbe prouve que le froid s'est installé par crises successives. Dans la mesure où l'épaisseur des couches lacustres est approximativement proportionnelle au temps, il semble bien que la périodicité de ces pointes de froid a été relativement régulière, à l'exception, peut-être, d'une pause entre les couches 22 et 27. Sur la base d'une dizaine de refroidissements au cours d'un ana-Riss que l'on peut évaluer très grossièrement à 20, 30 ou 40 millénaires, on aurait donc un intervalle approximatif de 2 à 4 millénaires entre chaque pointe froide. Par contre l'amplitude des crises augmente très nettement à partir de la couche 27. Il est notable, également, que chaque poussée de froid est précédée ou suivie d'une poussée thermique en sens inverse et au-delà du climat "moyen". Là encore la partie supérieure de la courbe est particulièrement démonstrative.

Troisième observation: les crises de froid sont accompagnées d'une augmentation d'humidité (adocéanique), tandis que les phases tempérées sont de nuance sèche.

Toutes observations qui nous amènent à conclure que le glaciaire rissien s'est installé non par un abaissement graduel de la température mais par des crises de froid océanique de violence croissante. Mais, si nous en croyons les témoignages archéologiques, l'Homme clactacheuléen paraît s'être adapté à ces crises brutales, puisqu'on trouve des silex taillés même dans la couche 38, pourtant déposée en climat très rude. Le site de Valle Giumentina ne semble avoir été vraiment abondamment qu'aux temps périglaciaires contemporains de la couche 43.

V. Les minéraux lourds

Les couches rissiennes sont particulièrement riches en minéraux lourds, puisque la proportion de ces minéraux sur le résidu sableux passé à l'acide peut avoisiner 25%, ce qui est énorme.

Ce n'est pas aux minéraux lourds de la molasse qu'on doit ces fortes proportions, car ils sont pratiquement absents du spectre minéralogique, et cela probablement pour des raisons de changement de drainage. Mais c'est l'activité volcanique du versant tyrrhénien qui est responsable de ces proportions anormales. En effet les volcans Vulsini et Cimini continuent de fonctionner: nous en sommes sûrs par la présence simultanée de l'augite aegyrienne et de la mélanite, qui évoquent des roches sodiques telles que syénites, phonolites, trachytes. Mais nous savons que c'est au Rissien que le volcan Sabatino s'éveille, et c'est probablement à cet éveil que nous devons attribuer l'augite, la biotite et la hornblende basaltique de plusieurs couches. Il y a, en quelque sorte, double alimentation volcanique.

Mais il faut rester prudent également dans l'estimation de cette activité volcanique. On serait tenté de croire, après un examen rapide du graphique de la figure 16, que l'apport des minéraux volcaniques est allé en augmentant au cours de l'anaglaciaire. En réalité le graphique n'enregistre que des proportions, et non des quantités absolues. Que le résidu sableux vienne à diminuer, et la proportion des minéraux volcaniques augmentera, même si l'apport volcanique reste inchangé. Bref, c'est la finesse du sédiment qui fait les fortes proportions de minéraux lourds dans les couches 33, 40 et 42. Par contre l'apport volcanique semble avoir réellement augmenté dans les couches 32 et 41, mais sans qu'on sache bien pourquoi.

Pour conclure, l'étude des minéraux lourds volcaniques nous confirme que nous sommes bien dans le Riss, puisqu'on décèle les éruptions de Bracciano, mais ne nous enseigne malheureusement rien d'autre. Inversement une étude spécialisée des couches 9 à 43 permettrait peut-être à un volcanologue d'établir une téphrochronologie détaillée du volcanisme tyrrhénien à cette époque.

VI. Corrélations chronologiques

Les couches 9 à 43 datent donc de l'anaglacière rissien. Mais de quel Rissien s'agit-il? Car dans sa synthèse du Quaternaire du Latium A. C. BLANC (1957) distinguait trois phases de froid dans le Rissien: Flaminia = Pré-Riss (ou Mindel II?), Nomentana I = Riss I, Nomentana II = Riss II.

Le fil conducteur nous est fourni par l'association volcanisme-climat que l'on retrouve, identique, dans le gisement de Torre in Pietra près de Rome, au niveau de la couche 6 (BLANC 1954). Là, en effet, dans cette couche 6, on observe des pollens steppiques, des mollusques "froids", de l'*Elephas antiquus* et des ponces noires de Bracciano pêle-mêle dans un cailloutis de solifluxion; l'industrie de l'Abbevillien supérieur et de l'Acheuléen supérieur qu'on y trouve aussi n'ayant pas de signification puisqu'elle est remaniée. Il y a donc un ressemblance frappante avec les couches sommitales de notre remplissage lacustre de Valle Giumentina. Or cet épisode de Torre in Pietra est postérieur à la régression post-milazzienne, et antérieur à la transgression du Tyrrhénien I (= Paléotyrrhénien de BONIFAY & MARS (1959), laquelle est contemporaine du Riss II: la couche 6 de Torre in Pietra est donc Riss I, et par voie de conséquence le sommet du lacustre C de Valle Giumentina l'est également. Cette datation est reprise dans le tableau synthétique inséré dans notre conclusion (tableau 2).

3) Les dépôts post-rissiens D

I. La discordance no. 44

Les dépôts post-rissiens D consistent, nous le savons, en un remplissage terreux et rougeâtre, d'épaisseur variable, prenant contact avec les dépôts antérieurs par une surface de discordance très irrégulière que nous avons numérotée 44.

Cette discordance 44 recoupe obliquement les couches rissiennes jusque vers le niveau des couches 32 ou 33. La coupe verticale naturelle permet de l'observer avec précision: elle a un tracé en créneaux, chaque créneau ayant une forme de poche triangulaire profonde de quelques décimètres à 1 m environ.

La première idée qui vient à l'esprit, surtout lorsqu'on examine ces irrégularités au niveau des blocailles périglaciaires 43, est qu'on a affaire à des festons de cryoturbation, car ce ne sont manifestement ni des poches de dissolution karstique ni des "yardangs" creusés par le vent: on songe, par exemple, aux festons cryoturbés du sommet de la couche 9 de Torre in Pietra.

Mais l'hypothèse des poches de cryoturbation ne résiste pas à un examen plus attentif. En effet les injections dues au gel modifient la structure de détail et de la couche active et de la couche passive. Or, ici, aucun durcissement, aucune orientation des particules, ne marquent la paroi des poches: cette surface de discordance tranche les couches mais ne les dérange pas. Il est donc probable que l'ensemble de la ligne brisée 44 est la coupe d'un ancien versant de ravinement, chaque poche étant la section d'une rigole ("rill"). M. RADMILLI a vidé l'une de ces poches de son remplissage: elle ressemblait à un chaudron de lit torrentiel.

Pour des raisons que rien, localement, ne nous permet d'éclaircir le fond alluvial rissien de Valle Giumentina a donc été atteint par une assez violente reprise d'érosion torrentielle, forcément antérieure aux couches wërmiennes rougeâtres. Or il est tout à fait curieux qu'une semblable reprise d'érosion soit observable en de nombreux autres points des Abruzzes orientales: j'ai cru pouvoir l'expliquer par la conjonction du climat catarissien et d'une poussée tectonique tardive (voir ici note 14), cette dernière étant par ailleurs amplement démontrée. Le phénomène a donc été régional, et non local.

II. Les limons éoliens no. 45

Le remplissage terreux rougeâtre D, discordant sur le lacustre rissien, est divisé en deux parties (No. 45 et 47) par un lit caillouteux et meuble numéroté 46. Le tout étant couronné par le sol végétal actuel no. 48, à peu près horizontal.

Le premier élément, la terre brun-rougeâtre no. 45, a exactement l'apparence d'un remplissage. Par sa base elle épouse fidèlement les irrégularités de la discordance 44, et elle est limitée, vers le haut par le cailloutis 46, qui s'abaisse lentement vers la rive orientale de l'alvéole lacustre. Son épaisseur est donc variable, allant de quelques décimètres à une dizaine de mètres. On ne discerne, dans sa masse, aucune stratification. Au toucher cette terre est une argile grasse, collante, mais tout de même légèrement sableuse. On y trouve aussi quelques éclats de calcaire ou de silex, mais sans disposition préférentielle. Nous n'y avons jamais trouvé aucun fossile ni aucune industrie.

La conclusion de l'étude macroscopique est donc peu douteuse: il s'agit là d'un manteau loessique ou limoneux, mis en place par voie éolienne, et qui aurait fossilisé la topographie 44; et la surface naturelle du talus serait jalonnée par le cailloutis 46.

Or tous les examens de laboratoire confirment ce premier diagnostic. La teneur en carbonates est très faible, 2% au calcimètre Bernard. Sous le microscope la fraction grossière, c'est à dire supérieure à 50 microns, ne représente que 54% du sédiment. Elle est surtout faite de grains de quartz de petite taille (50 à 100 microns) et naturellement non usés. On y trouve aussi de la glauconie, de la limonite, de la magnétite, des micas, des feldspaths, et de nombreux autres minéraux. Après passage à l'acide et séparation au bromoforme on reconnaît quelques rares minéraux de la molasse et d'abondants minéraux volcaniques dont l'association laisse présumer qu'ils proviennent d'éruptions à tendance phonolithique. La fraction fine comporte encore des grains de quartz, mais fort petits, et de l'argile: illite prédominante accompagnée d'un peu de kaolinite¹³). Cette argile peut provenir du fond probablement exondé de la mer Adriatique nord, puisque nous savons que nous sommes en période glaciaire.

L'analyse granulométrique de ce sédiment est très intéressante. La courbe de la figure 18, obtenue par l'emploi de tamis pour la fraction grossière et par la méthode dite de la pipette pour la fraction fine, confirme en effet qu'il y a eu triage. En voici le résumé:

Grandeurs caractéristiques:	Sédiment 45	Loess et limons types (CALLEUX 1953)
— médiane	60 microns	15 à 75 microns
— premier décile	180 microns	35 à 180 microns
— indice d'hétérométrie ¹⁴)	0,75	0,60 à 0,75

Par sa granulométrie le sédiment 45 se place donc vers la limite supérieure de la catégorie des loess et des limons: c'est un loess ou un limon sableux. Mais, étant donné qu'il contient très peu de CaCO₃, il convient de l'appeler "limon éolien" plutôt que loess. Mais, comparée aux courbes types publiées par A. CALLEUX, notre courbe 45 présente une sérieuse anomalie. En effet, si la fraction de plus de 30 microns est très voisine de la courbe maximale des loess, la fraction inférieure s'en éloigne brusquement: si A est un stock éolien bien trié, manifestement B est un stock mal trié et d'une origine différente.

Or il existe une méthode qui permet de pousser l'analyse granulométrique plus loin, c'est la méthode des courbes canoniques de A. RIVIÈRE (RIVIÈRE 1952a et b). Supposant les détails de construction connus, nous rappellerons simplement que si la courbe obtenue est concave vers le haut le classement a été opéré par des eaux agitées et le triage est inachevé (cas, par exemple, du sable des plages marines); mais si la courbe est

¹³) Examen aux rayons X, pratiqué par M. ELHAI.

¹⁴) L'indice d'hétérométrie de CALLEUX est très proche du Qdphi de KRUMBEIN. Si l'indice est faible (par exemple 0,25 ou 0,50) le sédiment est bien trié. Si l'indice est fort (par exemple 4 ou 5) le sédiment est mal trié.

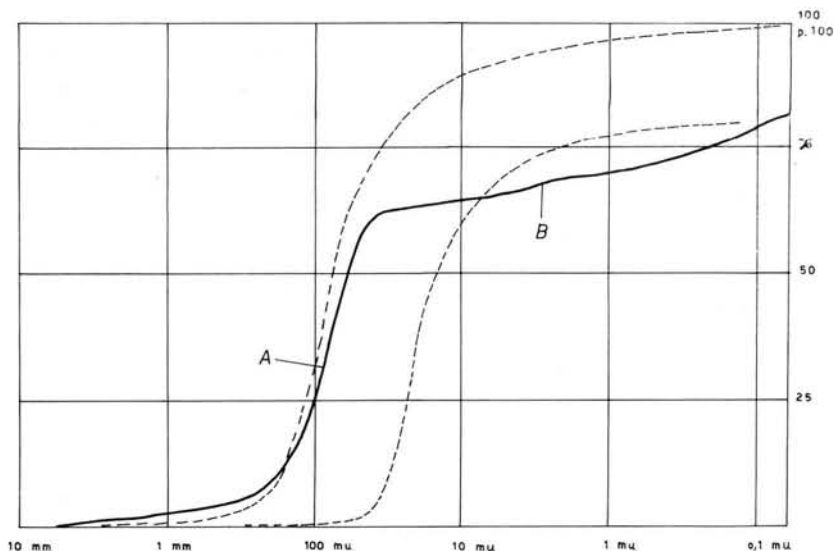


Fig. 18. Granulométrie du limon 45. En tireté, pour comparaison, courbes extrêmes des loess et limons éoliens, d'après CAILLEUX (1953): loess sableux à gauche, lehm fin à droite. La courbe du sédiment 45 (trait plein) révèle l'existence d'un stock purement éolien (A) et d'un stock plus fin (B) non éolien. Le raccord se fait vers 30 microns.

concave vers le bas le classement résulte d'une décantation parfaite en eaux calmes (cas, par exemple, d'argiles kaoliniques).

Appliquée à notre sédiment 45 la méthode du Prof. RIVIÈRE confirme absolument que la portion A est d'origine éolienne: la courbe de cette portion A est même presque superposable à la courbe canonique d'un échantillon d'authentique limon éolien identifié en Vendée par Mme TERS et contemporain du loess récent würmien (fig. 19). Mais elle confirme aussi que le stock B est d'origine complexe: alors que Mme TERS a pu démontrer que la courbe canonique de la partie fine des limons éoliens est concave vers le haut (TERS 1961), notre portion B est légèrement concave vers le bas, ce qui dénote l'intervention d'une décantation.

Par conséquent notre limon 45 a bien été mis en place par le vent, mais ou bien il a été légèrement remanié sur place par ruissellement, ou bien il a conservé la granulométrie de deux argiles initiales différentes: mais nous n'avons aucun argument pour choisir entre ces deux variantes.

Reste à savoir sous quel climat ce limon a été déposée. Certes, il existe des limons éoliens de climat chaud, mais ils sont plus jaunâtres que rougeâtres. D'autre part on ne s'expliquerait pas, en climat chaud et sec, la présence épisodique dans notre dépôt de graviers petits mais très aigus. Par contre un climat désertique froid permet d'invoquer la glissade des débris gélifractés sur sol gelé, et il s'accorde mieux avec le contexte local: le limon 45 a certainement été mis en place en climat froid et sec.

III. Les couches supérieures

Ainsi qu'il a été dit la couche 46 marque très vraisemblablement la surface du talus des limons éoliens 45, surface doucement inclinée vers l'Est. C'est une couche caillouteuse non cimentée, un lit discontinu de pierraille qui peut atteindre jusqu'à 50 cm d'épaisseur. L'interprétation en est très délicate.

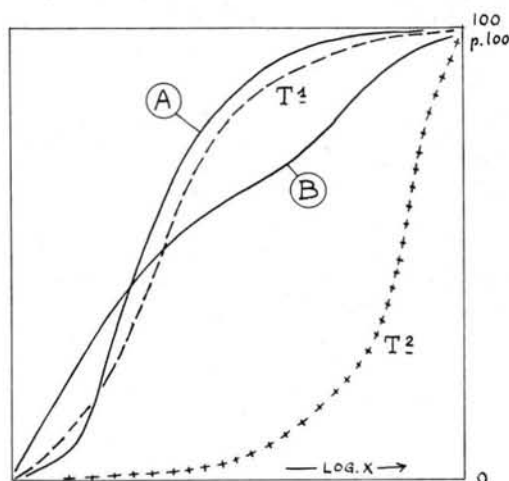


Fig. 19. Courbes canoniques du limon 45. La partie A et la partie B de la courbe de la figure précédente ont été reportées dans un carré selon la méthode RIVIÈRE (1952 a et b). Pour comparaison on y a également reporté les courbes caractéristique d'un authentique limon éolien de Vendée (échantillon no. 11 de Mme TERS (1961, p. 495 et 496): fraction T 1 supérieure à 100 microns, fraction T 2 inférieure à 32 microns. Bien que les limites dimensionnelles ne soient pas rigoureusement identiques, la comparaison est intéressante: on voit bien que A ressemble à T 1 mais que B ne ressemble aucunement à T 2. Donc A est bien éolien, tandis que B a une origine plus complexe.

Le premier problème est celui de la mise en place du matériel. Dans ce dépôt on trouve pêle-mêle des cailloux calcaires à angles vifs (diamètre: 2 à 15 cm), des fragments de cuirasse ferrugineuse et de calcaire meulièrement (diamètre: 5 à 25 cm) dont les angles sont très légèrement émoussés, et une grande abondance de silex: rognons de silex bruts, éclats de silex naturels, silex taillés du Paléolithique inférieur patinés et évidemment remaniés, silex taillés Levallois-Moustériens apparemment frais. La matrice ressemble au limon 45, mais enrichie de granules meubles de limonite et de manganèse. Aucune stratification, aucun émoussé notable, rien qui dénote l'intervention du ruissellement. On ne voit pas par quel processus autre que la solifluxion nivale ce matériel hétérogène et hétérométrique aurait pu être mis en place à la surface du dépôt 45: le climat était froid, et à tendance humide, par conséquent. Mais il admettait des vents actifs, puisqu'on trouve dans la matrice limoneuse des minéraux lourds de la molasse en quantité non négligeable.

Bref, par rapport au climat de la couche 45, il y a une évolution sensible mais pas de différence radicale: nous sommes toujours en climat périglaciaire.

Pareille observation vaut d'ailleurs pour les couches 47 et 48. La couche 47 est faite d'une terre argileuse tout à fait comparable, comme texture, à la couche 45, mais de couleur moins rougeâtre mais plus brunâtre. Je ne l'ai pas étudiée en détail en particulier parcequ'elle ne recèle aucune industrie et, surtout, qu'elle paraît prolonger l'épisode des limons éoliens 45: en certains endroits en effet le cailloutis 46 n'existe pas et le sédiment 47 se raccorde insensiblement au sédiment 45. On a l'impression, sur le terrain, que le colmatage du versant par sédimentation éolienne en climat sec a tout simplement repris après l'intermédiaire humide no. 46.

La couche 48, épaisse d'une cinquantaine de centimètres, est la dernière de la série, c'est elle qui est immédiatement surmontée par la terre végétale actuelle. Elle a à peu près le même aspect que les limons antérieurs, sauf qu'elle est nettement brune et

qu'elle contient quelques cailloux bruts et quelques silex taillés. Etant remaniée par la charrue, car le bassin de Valle Giumentina est régulièrement mis en culture, cette couche est d'une interprétation douteuse. Les fragments rocheux ont évidemment été apportés soit par solifluxion soit par un bref ruissellement: en tous cas ils ont pris la forme conournée et la surface rugueuse des cailloux de rendzine. La couleur brune provient probablement d'un début d'évolution pédologique. Bref cette couche ultime pourrait bien n'être que la partie supérieure des limons éoliens remaniés d'abord par solifluxion ou ruissellement, ensuite par les processus pédogénétiques, enfin par l'homme lui-même. L'âge du premier remaniement nous est donné par les silex taillés et qui accompagnent ces cailloux, et qui sont du Paléolithique supérieur de faciès abruzzais, appelé "bertonien" par M. RADMILLI. Le Bertonien étant, dans le bassin abruzzais du Fucino scellé par des grèzes litées de la dernière pulsation würmienne (fin Würm III ou hypothétique Würm IV), on voit combien cette couche 48 est récente.

IV. Les corrélations würmiennes

Nous avons réservé pour la fin le problème de la datation des couches 45 à 48, car ces couches présentent une remarquable unité sédimentologique: de la base de 45 au sommet de 48 on est dans le même remplissage périglaciaire avec tantôt des preuves de poussée aride tantôt des preuves de poussée humide; toute datation de l'une des parties peut donc servir de point de repère pour dater l'ensemble.

Or par ailleurs ces couches ne sauraient être très anciennes. Elles se trouvent à fleur de sol, à l'air libre, dans une topographie en creux où le moindre sédiment continental est comme pris au piège. De plus nous disposons de terminus relativement fermes. Le terminus *ante quem* est la grande reprise d'érosion fini-rissienne, le terminus *post quem* est l'industrie bertonienne du Würmien expirant. Quelle importante période froide autre que le Würmien pourrait faire l'affaire? Notons au passage que la nature plutôt phonolithique des l'association de minéraux lourds volcaniques de la couche 45 consolide cette appréciation, puisque au Würmien, les Colli Laziali, Rocca Monfina et les Campi Flegrei étaient entrés en éruption: or il s'agit de volcans plutôt basiques. Reste à savoir s'il est possible d'atteindre à plus de précision à l'intérieur du Würm.

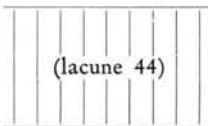
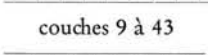

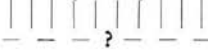
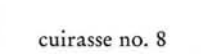

Pour ce qui est des limons éoliens 45, il est infiniment probable qu'ils appartiennent à la série des dépôts éoliens rougeâtres épars tout au long du littoral italien, et datés du Würm II: dunes rougeâtres de Castiglioncello en Toscane, dunes rougeâtres du Cap Palinuro au Sud de la Campanie, remplissage éolien rougeâtre G de la grotte Romanelli dans les Pouilles (BLANC 1942), etc. Cette série italienne appartient elle-même, à ce qu'il semble, à la grande famille des limons rouges de la Méditerranée: seconde nappe brune de Corse (OTTMANN), limons rouges I de Cyrénaïque (DEMANGEOT 1956), limons atériens d'Afrique du Nord (BALOUT 1955), limons auxquels j'apparenterais volontiers les brèches "mortadelle" qui plongent sous la mer aux environs de Monaco ou d'Athènes.

Il n'y a pas de raisons pour que les conditions de froid et d'aridité qui caractérisent la Méditerranée au Würm II (TONGIORGI 1950, GUILLIEN 1962) n'aient pas contaminé également les Abruzzes: au contraire leur position plus interne dans l'Apennin, et l'exondation partielle de l'Adriatique ont dû faire là le climat du Würm II encore plus continental. La meilleure preuve est que les glaciers de l'Apennin central descendaient moins bas qu'au Würm I alors qu'il faisait manifestement plus froid (EMILIANI 1955).

Conclusion

Le tableau suivant résume les conclusions certaines ou conjecturales auxquelles nous sommes progressivement parvenus.

Tableau 2

Alpes	Latium	V. Giumentina	Observations
Würm III	Pontinia III	couche 48	{ dunes rouges de Palinuro limons atériens (Afrique Nord)
Würm II	Pontinia II	{ couches 45 et 46 (et 47 ?)	
Würm I	Pontinia I		érosion généralisée dans les Abruzzes
		(lacune 44)	
Riss II	Nomentana II		(couche 6 de Torre in Pietra)
Riss I	Nomentana I	couches 9 à 43	
			transgression paléotyrrhénienne régression post Milazienne
Pré-Riss ?	Flaminia	(lacune)	
			transgression d'Urbino (Corse)
ferretto	?	cuirasse no. 8	
			nappe rouge des vallées actuelles (Corse)
Mindel I et II	Cassia ?	brèche 4 à 7	
			poudingue 3
Günz	?	couche 2 couche 1	mégabrèches d'Aquila ?

Beaucoup d'incertitudes subsistent. Antérieurement au Mindélien la datation est purement conjecturale. Nous ne savons pas non plus, s'il y a eu un ou plusieurs Mindéliens, ni ce qui s'est passé exactement dans l'inter-Mindel-Riss, ni au cours de la lacune 44, etc. Inversement nous sommes sûrs que des ferretisations et des rubéfections ont eu lieu, ici comme dans la plaine du Pô, avant le Rissien. Et nous discernons les modulations du froid rissien et du froid würmien avec une certaine précision et leur incidence sur l'occupation du sol par les hommes préhistoriques.

Bref, Valle Giumentina compte certainement parmi les plus beaux gisements de Paléolithique à ciel ouvert de toute l'Italie.

Ad dendum. Cette étude était terminée depuis longtemps lorsque le Prof. RADMILLI écrivit ses conclusions sur le gisement des Svolte de Popoli. Bien que je ne connaisse pas personnellement ce gisement il me paraît impossible d'admettre, du moins en l'état de nos connaissances, les bouleversements que mon collègue et ami introduit dans la chronologie de Valle Giumentina.

Le pivot de ma démonstration étant l'âge rissien du remplissage C de Valle Giumentina, il me paraît inacceptable, du point de vue sédimentologique, que la couche 47 de Valle Giumentina, modeste et quasi superficielle, puisse correspondre à elle-seule non seulement à tout le Würm II et I, mais encore à tout l'inter Riss-Würm et à toute la moitié supérieure du Riss. L'argumentation de M. RADMILLI repose, elle, sur l'absence de patine des instruments levalloiso-moustériens de la couche no. 46, et sur l'âge nécessairement pré-Würm du Levalloiso-moustérien. Faute de compétence j'accepterai sans discuter cette dernière proposition, mais le premier point, lui, ne me paraît nullement démontré. L'interprétation des patines doit être menée avec le maximum de prudence. D'une part il est bien normal que les instruments du Paléolithique inférieur soient nettement plus patinés que ceux du Levalloiso-moustérien. D'autre part rien ne s'oppose à ce que les silex levalloiso-moustériens aient séjourné dans le sol plusieurs dizaines de millénaires sans avoir été altérés, ni à ce qu'ils aient ensuite été délogés par la solifluxion et déplacés de 100 ou 200 m sans subir de polissage appréciable: les stries de solifluxion, d'ailleurs, ne prennent bien que sur du matériel préalablement patiné. Bref, pour moi Levalloiso-moustérien de la couche 46 n'est pas en place et, de ce fait, le contexte sédimentologique gardant tout sa valeur, la couche 46 est würmienne.

Bibliographie

- BALLY, A.: Untersuchungen in den SE-Abbruzzen. Zürich 1954.
- BALOUT, L.: Préhistoire de l'Afrique du Nord. Paris, Arts et métiers graphiques, 544 p., 1955.
- BLANC, A. C.: Variazioni climatiche ed oscillazioni della linea di riva del Mediterraneo centrale durante l'era glaciale. Geol. Meere u. Binnengewässer, 5, 2, 137-219, 1942. - - Giacimento ad industria del paleolitico inferiore (Abbevilliano superiore-Acheuleano) e fauna fossile ad Elephas a Torre in Pietra presso Roma. Riv. Antrop., 41, 1954. - - On the Pleistocene sequence of Rome Paleoeologic and archeologic correlations. Quaternaria, 4, 95-109, 1957. - - Torre in Pietra, Saccopastore e Monte Circeo. La cronologia dei giacimenti e la paleogeografia quaternaria del Lazio. Bull. Soc. Geog. Ital. 1958.
- BLANC, A. C.; LONA, F. et SETTEPASSI, F.: Ricerche sul Quaternario glaziale. 1- Una torba ad Abies, malacofauna montana e criosedimenti nel Pleistocene inferiore di Roma. Il periodo glaciale Cassio. Quaternaria, 2, 151-158, 1955.
- BLANC, A. C.; TONGIORGI, E. et TREVISAN, L.: Le Pliocène et le Quaternaire aux alentours de Rome. IVème Congrès Inqua, Roma-Pisa 1953.
- BONIFAY, E. et MARS, P.: Le Tyrrhénien dans le cadre de la chronologie quaternaire de la Méditerranée. Bull. Soc. Géol. Fr. 51, 62-78, 1959.
- BOURDIER, F.: Le bassin du Rhône au Quaternaire. Géologie et Préhistoire, Paris, CNRS, 2 volumes, 1961.
- CAILLEUX, A.: Les actions éoliennes périglaciaires en Europe. Mém. Soc. Géol. Fr., 21, no. 46, 1942. - - Le loess et les limons éoliens de France. Bull. Serv. Carte Géol. Fr., 51, no. 240, 1-24, 1953.
- CAILLEUX, A. et TRICART, J.: Initiation à l'étude des sables et des galets. Paris, CDU, 3 vol., 1959.
- CHIARUGI, A.: Le epoca glaciali dal punto di vista botanico. Acc. Naz. Lincei, 55-109, 1950.
- COMEL, A.: Elementi di Pedologia climatica, Udine. Istituto delle Edizioni Accademiche, 193 p., 1937.
- DEMANGEOT, J.: L'évolution quaternaire des côtes de Cyrénaïque. Bull. Soc. Geogr. Egypte, 33-42, 1956. - - L'Inter Mindel-Riss en Italie centrale. Bull. Soc. Géol. Fr., 597-602, 1963. - - Géomorphologie des Abruzzes adriatiques. Thèse de Doctorat d'Etat. Paris, Mémoires et Documents, CNRS, 1965.
- DEMANGEOT, J. et RADMILLI, A. M.: Les gisement quaternaire de la Valle Giumentina (Abruzzes adriatiques), Stratigraphie et Palethnologie. Contributi di Scienze geologiche, suppl. à la Ricerca Scientifica, 3, 11-123, 1953. - - Sur la découverte de Paléolithique inférieur dans un gisement lacustre des Abruzzes. Actes du Vème Congrès International du Quaternaire, 607-698, Rome-Pise, 1953.
- DEMANGEOT, J. et TERS, M.: Application de la méthode des minéraux lourds à quelques problèmes morphologiques des Abruzzes adriatiques. Bull. Soc. Géol. Fr., 264-272, 1962.
- EMILIANI, C.: Pleistocene temperature variations in the Mediterranean. Quaternaria, 2, 87-98, 1955.
- FRANCHI, S.: Sul grande sviluppo dei ghiacciai pleistocenici della Majella. R. C. R. Acc. Lincei, Sc. Fis. Mit. Nat., 28, 139-143, 1919.
- FRÄNZLE, O.: Untersuchungen über Ablagerungen und Böden im eiszeitlichen Gletschergebiet Nord-Italiens. Erdkunde, 13, 289-297, 1959.
- GABERT, P.: Les plaines occidentales du Pô et leur piedmonts, étude morphologique. Gap, 531 p., 1962.
- GUILLIEN, Y.: Néoglaciare et Tardiglaciare: géochimie, palynologie, préhistoire. Ann. Géogr. no. 383, 1-35, 1962.
- LEOPARDI, G.; PANNUTI S. et RADMILLI A. M.: Esplorazioni paleontologiche in Abruzzo, anno 1956. Bull. Paleont. Ital., 66, 1957.
- LEOPARDI, G. et RADMILLI, A. M.: Esplorazioni paleontologiche in Abruzzo, anno 1955. Bull. Paleont. Ital., 65, 11p., 1956.
- LOŽEK, V.: Quaternary travertines of Czechoslovakia. Vème congrès INQUA, Résumés 110-111, Madrid 1957.
- MAIGNIEN, R.: Le cuirassement des sols en Guinée, Afrique Occidentale. Mém. Service Carte Géol. Alsace-Lorraine, no. 16, 239 p., 1958.
- OLIVIERI, R.: Le argille halloysitiche dei depositi lacustri nella Valle Giumentina (Laghi morti della Majella). Acc. Naz. Sc. Lett. Arti, Modena, 6, 3, 44-59, 1961.
- OTTMANN, F.: Les formations pliocènes et quaternaires sur le littoral corse. Mém. Soc. Géol. Fr., nouv. Série, 37, 4, 176 p., 1956.
- PAGANELLI, A.: Analisi pollinica del deposito pelistocenico di Gelagna Bassa (Appennino umbromarchigiano). Boll. Serv. Geol. Ital. 81, 257-278, 1959.

- RADMILLI, A. M.: Una nuova facies del Paleolitico superiore italiano presente in Abruzzo. *Boll. Paletn. Ital.*, 73-105. - - Attività della Soprintendenza alle Antichità di Chieti e della Sezione abruzzese-molisana dell'Istituto Italiano di Paleontologia umana. *Bull. Paletnol. Ital.*, 8, 1953. - - Abruzzo preistorico - Il Paleolitico inferiore-medio abruzzese. Sansoni, 1964.
- RIVIÈRE, A.: Expression analytique générale de la granulométrie des sédiments meubles, indices caractéristiques et interprétation géologique, notion de faciès granulométrique. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 155-167, 1952. - - Sur la représentation graphique de la granulométrie des sédiments meubles, interprétation des courbes et application. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 145-154, 1952.
- ROSA, C: in BALZANO: Studi di preistoria e storia nella Valle della Vibrata. Teramo, 1909.
- TERS, M.: La Vendée littorale, étude de géomorphologie. Paris, Institut de Géographie, 578 p., 1961.
- TONGIORGI, E.: Le epoche glaciali dal punto di vista paleoclimatologico, in: Le epoche glaciali, problemi attuali di Scienza e di Cultura, 16. *Acc. Naz. Lincei*, 120-137, 1950.
- WOLDSTEDT, P.: Das Eiszeitalter, Grundlinien einer Geologie des Quartärs. Stuttgart, F. Enke, 2 vol., 1958.

Manusk. eingeg. 29. 3. 1966.

Anschrift der Verf.: Prof. J. Demangeot, 4 rue Albert Lautman, 31-Toulouse (France);
Prof. A. M. Radmilli, Istituto di Paleontologia Umana dell'Università. Pise, Via S. Maria, 31 (Italia).

B. 5 Tagungen

Das Quartär zwischen Harz und Elbe

Bericht über das 5. Treffen der Sektion Quartärgeologie der Geologischen Gesellschaft in der DDR vom 10. bis 13. Juni 1965 in Magdeburg

VON KARLHEINZ KAISER, Berlin

Mit 1 Abbildung

Im nordöstlichen und östlichen Harzvorland sind nach 1950 zahlreiche Untersuchungen über die glaziären Absätze der Elster-, Drenthe- und Warthe-Eiszeit, über die Schotterterrassen der Saale, Mulde und Harzflüsse, über die periglazialen Erscheinungen des Bodenfrostes, über fossilführende, insbesondere interglaziale Horizonte in den Sedimentfolgen und nicht zuletzt auch zur bodenstratigraphischen Gliederung von Lössen durchgeführt worden, über deren Stand die Magdeburger Tagung unter der Leitung von R. RUSKE einen Überblick geben sollte¹⁾. Auf einige Ergebnisse, die von allgemeiner Bedeutung sind, soll kurz eingegangen werden.

Aufgliederung der Holstein-Warmzeit. Besonders von R. RUSKE (u. a. 1964; vgl. auch K. KAISER 1965, S. 361—362) wird eine Aufgliederung der mittelpleistozänen Holstein-Warmzeit wie folgt vorgenommen und belegt:

3. „Jüngere Holstein-Warmzeit“ (belegt durch eine als voll-warmzeitlich angesehene Schotterverlehmung der „Edderitzer Terrasse“ und durch Funde von *Corbicula fluminalis* in basalen Teilen der Saale-Hauptterrasse);
2. „Fuhne-Kaltzeit“ (belegt durch kryoturbate Schichtenstörungen und zeitweilige Dauergefrorennis anzeigende Eiskeilpseudomorphosen in der „Edderitzer Terrasse“, deren Akkumulation älter als die der fröhrendrethezeitlichen Saale- und Mulde-Hauptterrasse angesehen wird);
1. „Edderitzer Interglazial“ belegt durch basale Schichtglieder der „Edderitzer Terrasse“ mit *Azolla*, deren palynologische Bearbeitung einen voll-warmzeitlichen und mit den bekannten mitteleuropäischen Holstein-Profilen übereinstimmenden Vegetationsablauf ergab).

Zweifellos sind alle diese Absätze jünger als elstereiszeitlich und älter als das Maximum des Drenthe-Eisvorstoßes einzustufen, dennoch erscheint die Beweisführung für die so postulierte Aufgliederung der Holstein-Warmzeit nicht zwingend. Einmal verlangt die Ausbildung der oberflächlichen „Schotterverlehmung“ der „Edderitzer Terrasse“ nicht unbedingt voll-warmzeitliche Klimabedingungen, da die fleckig-streifigen und rost- bis schwarzbraunen Verfärbungen an der Terrassenoberkante eher als Reste einer Auenvergleyung zu deuten sind. Auch Analyseergebnisse darüber sind bisher offenbar noch nicht beigebracht worden. Noch bedeutsamer ist aber, daß offenbar die „Edderitzer Terrasse“ im morphologischen Sinne nicht als selbständige Terrasse im Hinblick auf die Saale- und Mulde-Hauptterrasse angesehen werden kann, da weder die Basen noch die Oberkanten der Schotterkörper hinsichtlich ihrer altimetrischen Lage nennenswert verschieden sind. So erscheint es nach den morphologischen Gegebenheiten weit zwangloser anzunehmen, daß im Raum Zörbig Seitenäste der hauptterrassenzeitlichen Mulde und Saale auf das Edderitzer Talstück übergreifen, um sich weiter unterhalb zwischen Edderitz und Dohndorf wieder mit dem hauptterrassenzeitlichen Haupttal der Saale zu vereinigen. Dabei besagt das bisher nur bei Zörbig festgestellte Unterlagern von hauptterrassenzeitlichem Saaleschotter durch Mulde-Schotter der „Edderitzer Terrasse“ nicht unbedingt eine Zeitverschiedenheit beider Gesamt-Terrassenkörper, da in einem Konfluenzbereich das Vorherrschen bald des einen, bald des anderen Flußregimes allzu natürlich ist. In der Tat konnte ja auch durch Schotteranalysen belegt werden, daß am Beginn des Edderitzer Schotterkörpers nördlich Zörbig in nördlichen Teilen Mulde-Material und in südlichen Teilen Saale-Material überwiegt, sowie, daß horizontal und vertikal zwischen beiden Einflußbereichen Verzahnungen auftreten, während im Mündungsstück der „Edderitzer Terrasse“ zwischen Edderitz und Dohndorf eine weit stärkere Vermischung von Saale- und Mulde-Material vorliegt. Nach diesen Gesichtspunkten wäre aber nicht nur die „Edderitzer Terrasse“ gleichaltrig zur Saale- und Mulde-Hauptterrasse, sondern ebenso das „Edderitzer Interglazial“ zur „Jüngeren Holstein-Warmzeit“, und somit die postulierte Aufgliederung der Holstein-Warmzeit hinfällig.

1) Kurzreferate der in Magdeburg gehaltenen Vorträge enthält der ausgezeichnete, mit zahlreichen Abb. versehene Exkursionsführer (R. RUSKE 1965). Auf eine genauere Wiedergabe aller Vorträge muß in meinem Bericht verzichtet werden.

Aufgliederung des Saale-Eiszeiten-Komplexes. Auf Grund des Richtprofils von Pritzwalk/Prignitz haben A. CEPEK und K. ERD (vgl. K. KAISER 1965, S. 362—363) eine Aufgliederung des Saale-Eiszeiten-Komplexes wie folgt vorgenommen und belegt:

5. Warthe-Eiszeit: vor allem belegt durch Grundmoräne;
4. Dömitz-Warmzeit: unter warthezeitlicher Grundmoräne ergab die palynologische Bearbeitung von Schichtenfolgen mit *Azolla filiculoides* folgenden Vegetationsablauf:
 - c) Mischwald mit hohen *Corylus*-Werten, relativ hoch auch die Beteiligung von *Carpinus* und *Taxus* (danach offenbar größerer Hiatus);
 - b) Eichen-Mischwald (entspricht offenbar dem Klimaoptimum);
 - a) Strauch-Tundra (danach offenbar Hiatus);
3. Drenthe-Eiszeit: vor allem belegt durch Grundmoräne;
2. Holstein-Warmzeit: unter drenthezeitlicher Grundmoräne ergab die palynologische Bearbeitung von Schichtenfolgen, ebenfalls mit *Azolla filiculoides*, folgenden, von der Dömitz-Folge vor allem in c abweichenden Vegetationsablauf:
 - d) Strauch-Tundra mit vorausgehender borealer Übergangsphase;
 - c) Mischwald mit *Abies*-Dominanz und zugleich *Picea*-Abfall (danach offenbar geringer Hiatus);
 - b) Eichen-Mischwald (entspricht offenbar dem Klimaoptimum);
 - a) Baum-Strauch-Tundra übergehend in boreale Übergangsphase (danach offenbar geringer Hiatus);
1. Elster-Eiszeit: vor allem belegt durch 3 zeitlich verschiedene Grundmoränen.

Hier ist also erstmalig in Mitteleuropa in einwandfreier stratigraphischer Position auf palynologischer Grundlage die klimatische Fixierung von drenthe/warthe-zwischenzeitlichen Schichtenfolgen gelungen; in der Tat besteht kein Zweifel daran, daß die Dömitz-Zeit ein vollwarmzeitliches Interglazial verkörpert. Damit dürfte aber auch die seit geraumer Zeit pedologisch begründete Forderung nach einer drenthe/warthe-zwischenzeitlichen Warmzeit — u. a. Treene-Warmzeit Schleswig-Holsteins, Rudelsburger Bodenkomplex im mittleren Saaletal bei Naumburg, Rheindahlemer Bodenbildung am Niederrhein (vgl. u. a. K. KAISER 1965) — eine Bestätigung erfahren haben.

Ein weiterer Beitrag für eine derartige Aufgliederung des Saale-Eiszeiten-Komplexes wird nun auch von H. GLAPA (in: R. RUSKE 1965) aus der Letzlinger Heide geliefert, wo das Geschehen in diesem Zeitraum wie folgt abgelaufen ist:

3. Warthe-Eiszeit:
 - b) Maximalstand: glazigene Ablagerungen mit vorgelagerten Sandern prägen die dortigen Oberflächenformen;
 - a) Vorstoßphase: die nordsüd-gerichteten Rinnen werden mit Elbeschottern (hohe Anteile von Saale-Material) zugefüllt;
2. Drenthe/Warthe-Zwischenzeit: an tieferen Stellen der zuvor ausgebildeten Nord-Süd-Rinnen werden Faulschlammbildungen abgesetzt;
1. Drenthe-Eiszeit:
 - a) Rückzugsphase: mit dem Rückzug des Drenthe-Eises werden in der zuvor ausgebildeten Grundmoränenlandschaft fluvial nordsüd-gerichtete Rinnen angelegt;
 - b) Maximalstand: es werden bis zu 30 m mächtige Geschiebemergel abgelagert;
 - a) Vorstoßphase: in einem breiten, nach Norden verlaufenden Gerinnebett der Saale werden mächtige Schotterserien akkumuliert (Saale-Hauptterrasse).

Leider konnten pollenanalytische Untersuchungsergebnisse über die gewiß drenthe/warthe-zwischenzeitlich einzustufenden Faulschlammbildungen nicht vorgelegt werden; offenbar fehlen auch makrofloristische Befunde, weswegen verbindliche Aussagen über den Klimacharakter jener Zeit, in der die Faulschlammbildungen erfolgten, derzeit noch nicht angebracht sind.

Klimazeitliche Gliederung der letzten Eiszeit. Als wohl wichtigstes der im Rahmen der Magdeburger Tagung behandelten Probleme kann das einer klimazeitlichen Gliederung der letzten Eiszeit gelten, indem es zugleich auf Grund der vielseitigen Untersuchungen über die jungquartären Schichtenfolgen in der Ascherslebener Depression einer weitestgehenden und auch wohl allgemein verbindlichen Klärung zugeführt worden ist. Nach D. MANIA (in: R. RUSKE 1965) wurde im Jungquartär (Eem-Warmzeit bis Holozän) im Bereich des hercynisch streichenden Ascherslebener Schmal-Sattels (Zechstein-Salinar) durch ca. 20 m tragende, „rhythmisch“-halokinetische Absenkung infolge „klimatisch gesteuerter“ Subrosionsvorgänge eine breite Taldepression geschaffen und diese vor allem mit limnischen (Seekreiden,

Mudden, Verlandungstorfen) und fluvialen Sedimenten verfüllt. Insgesamt werden hier 12, durch Klimawechsel bedingte „Sedimentations-Rhythmen“ ausgeschieden (vgl. Abb. 1), wobei diese jeweils über Denudations-Diskordanzen zumeist mit fluvial-sandigen Einschwemmungen beginnen, im allgemeinen dann von limnischen Abfolgen als Ausdruck von Wärmeschwankungen ge-

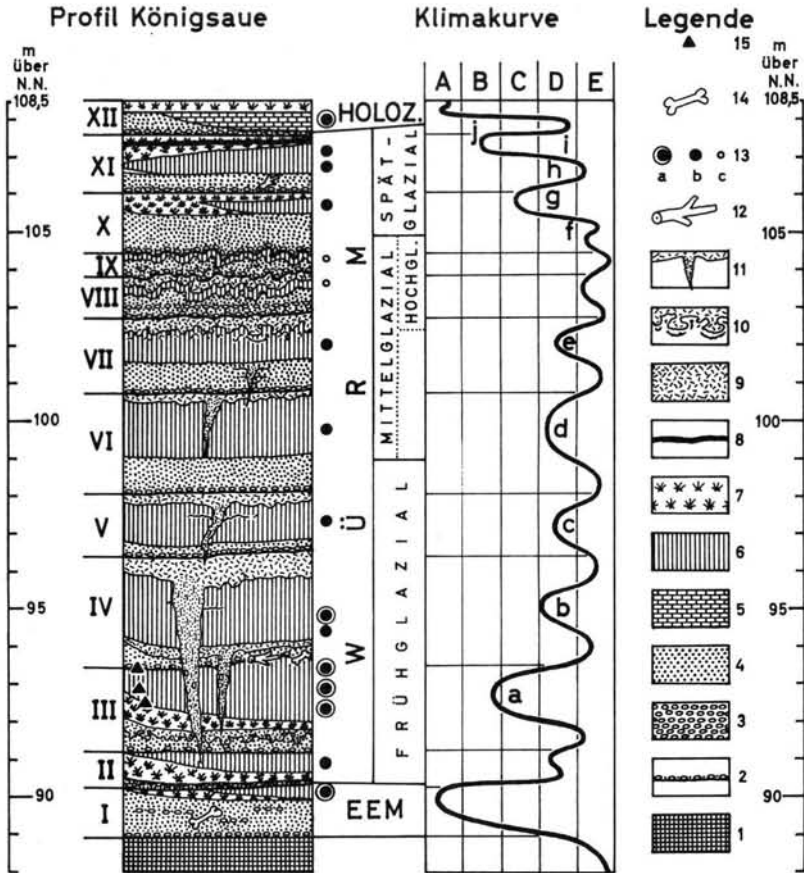


Abb. 1. Klimastratigraphie des Jungquartärs in der Ascherslebener Depression/Nordöstliches Harzvorland (nach D. MANIA 1965).

I—XII = jungquartäre Sedimentations-Zyklotheme (mit chronostratigraphischer Detailangabe; allerdings werden die hier getrennten Abfolgen VIII und IX von D. MANIA zusammengefaßt); A—E = Klimabereiche (A = gemäßigt, B = boreal, C = boreal-subarktisch, D = subarktisch, E = arktisch; der Ausdruck „boreal“ wird allerdings von D. MANIA vermieden); a = Brörup (?), b und c = Nordhastedt (?), d = Aurignac (?), e = Paudorf (?), f = Älteste Dryaszeit, g = Bölling, h = Ältere Dryaszeit, i = Alleröd, j = Jüngere Dryaszeit; 1 = prä-eemzeitliche Absätze, 2 = Denudations-Diskordanz, 3 = Kies, 4 = Sand, 5 = Seekreide, 6 = Mudde, 7 = Verlandungstorf, 8 = allerödzeitlicher Laacher See-Tuff (Bims), 9 = solifluidale Fließerde, 10 = solifluidale Wirkungen (kryoturrate Verwürgungen, Tropfen- u. Strukturböden etc.), 11 = Eiskeilpseudomorphose, 12—15 = Fossilfunde, 12 = Pflanzenfunde (insbesondere Holzreste), 13 = Evertbratenfunde (insbesondere Mollusken und Ostracoden, a = sehr häufig, b = häufig, c = selten), 14 = Wirbeltierfunde (insbesondere Säugetierknochen), 15 = Artefaktfunde.

Die Klimakurve wurde nach den Ergebnissen MANIA'S vom Berichterstatfer entworfen. Inzwischen wird (mündliche Mitt. von D. MANIA) nach neueren faunistischen Befunden die hier (Abb. 1) nur schwach angezeigte Wärmeschwankung der Sedimentfolge II in klimatischer Hinsicht ebenso beurteilt wie die der Folgen III (= Brörup?) und XI (= Alleröd); somit erscheint eine Korrelierung mit Amersfoort naheliegend.

folgt werden und schließlich in der Regel mit periglaziären Bildungen abschließen²⁾. Von besonderer chronostratigraphischer Bedeutung ist ein Laacher-See-Tuff (Bims), der als örtlich bis zu einigen Dezimetern mächtige Schicht während der Allerödzeit hier angeweht wurde (vgl. Abb. 1: XI).

Unter den nicht-biologischen Klimazeugen sind periglaziäre Bildungen als Ausdruck von Kälteschwankungen von Wichtigkeit; insgesamt lassen sich hier 9 Horizonte ausscheiden (vgl. Abb. 1). Es handelt sich um solifluidale Fließerden, kryoturbate Verwürgungen und Tropfenböden, Strukturböden und noch andere Solimixtions-Erscheinungen, ferner um zeitweilige Dauergerofnris anzeigende Eiskeilpseudomorphosen, die besonders in den Sedimentfolgen II bis VII (Abb. 1) häufig anzutreffen sind. Bemerkenswert ist aber, daß offenbar die spätglazialen Abfolgen (abgesehen von gelegentlich vorkommenden Tropfenböden in Sedimenten der Jüngeren Dryaszeit) frei von periglaziären Bildungen sind.

Von T. NÖTZOLD (1965) liegt eine quantitative Bearbeitung karpologischer Pflanzenreste vor, die im Rahmen der Gesamtfolge für die sedimentierenden Gewässer eine Abnahme der Halinität von der Eem-Warmzeit bis zur Bölling-Wärmeschwankung (I—X) und eine beträchtliche Zunahme des Salzgehaltes mit der Allerödzeit (XI) besagt. Holzreste sind vor allem aus frühweichseleiszeitlichen Absätzen (Abb. 1: Grenzbereich III/IV; vermutlich eine Spätphase der Brörup-Wärmeschwankung) und von der Basis der Alleröd-Folge (Abb. 1: XI; hier gelegentlich mit Baumstämmen bis 15 cm Durchmesser) bekannt, letztere ergaben ein C¹⁴-Alter von ca. 11 000 Jahren. Pollenanalytische Untersuchungen liegen z. Zt. nur über die spät- und postglaziale Schichtenserie von Königsau vor (H. MÜLLER 1953). Sicherlich wird die derzeitig von Frau Dr. VODÍČKOVÁ (Prag) vorgenommene palynologische Bearbeitung der jungquartären Gesamtfolge in der Ascherslebener Depression und ihre zeitliche Untermauerung durch weitere C¹⁴-Daten (briefl. Mitt. von D. MANIA) eine wesentliche Bereicherung vor allem hinsichtlich der klimazeitlichen Fixierungen darstellen.

Unter den biologischen Klimazeugen sind vor allem Ostracoden-Vergesellschaftungen von großer Wichtigkeit; die stratigraphische Verbreitung und Häufigkeit der Ostracoden-Vorkommen ist in Abb. 1 dargestellt. Nach den ökologischen Untersuchungen von D. MANIA lassen sich hier 5 klimatisch verschiedene Lebensbereiche (gemäßigt, boreal, boreal-subarktisch, subarktisch und arktisch) für die Gesamtfolge ausscheiden, die im Zusammenhang mit den periglaziären Bildungen Aussagen über den klimatischen Ablauf gestatten, wie das in der Klimakurve von Abb. 1 auszuwerten versucht worden ist. Mollusken, vor allem Gastropoden, kommen in ähnlicher stratigraphischer Position und gleichartiger Häufung vor. Ihre Bearbeitung, die hinsichtlich einer klimatisch-ökologischen Ausdeutung ebenfalls ausgezeichnete Ergebnisse erwarten läßt (briefl. Mitt. von D. MANIA), wird z. Zt. noch von D. MANIA vorgenommen. Unter den Wirbeltier-Funden sind solche der Sumpfschildkröte (*Emys orbicularis*) in einer Randfazies limnischer Holozän-Absätze bemerkenswert. Außer einer letztinterglazialen Warmfauna (Abb. 1: I) sind Säugetiere besonders aus frühweichseleiszeitlichen Sedimenten (Abb. 1: Grenzbereich III/IV) nachgewiesen worden, darunter *Mammontus primigenius*, *Coelodonta antiquitatis*, *Rangifer tarandus*, *Equus* sp., *Crocota* sp. und *Canis lupus*.

In frühweichseleiszeitlichen Sedimenten von Königsau (Abb. 1: III) wurden durch D. MANIA und V. TOEFFER (V. TOEFFER 1965; vgl. ebenso in: R. RUSKE 1965, S. 9, 77—78 und 87) Moustier-Artefakte aus 3 Fundsichten ausgegraben:

3. „Königsau C“: doppelflächig retuschierte Geräte, unter denen La Quina-Schaber charakteristisch sind;

²⁾ Noch in seinem Kurzreferat (in: R. RUSKE 1965, S. 6—8) und dem Exkursions-Vorbericht (in: R. RUSKE 1965, S. 51—55 und 66—68) hatte D. MANIA hier 10 jungquartäre „Sedimentationsrhythmen“ ausgeschieden, so daß die von mir gegebene Darstellung davon abweicht, insbesondere, was auch die von mir vorgenommene Auswertung aller derzeit vorliegenden Klimaindikatoren zu einer Klimakurve anbelangt. In seinem Vortrag in Magdeburg und ebenso im Rahmen der Exkursion nach Aschersleben hat aber D. MANIA auf Grund neuerer Erkenntnisse Berichtigungen und Ergänzungen vorgenommen, der die hier wiedergegebene Darstellung getreu zu werden versucht.

Vielleicht sollte man aber statt von „Sedimentationsrhythmen“ verbindlicher von zyklischer Abfolge sprechen, zumal nicht alle „Rhythmen“ die typische Abfolge zeigen: fluvial-sandige Einschwemmungen, limnische Absätze als Ausdruck von Wärmeschwankungen, periglaziäre Bildungen (vgl. die Zyklotheme I—IV und IX—XII in Abb. 1). Viel entscheidender noch lehrt eine Überprüfung der Zyklotheme I—XII mit der Klimakurve, daß zwar vielfach die Abfolgen säkular-klimatisch gesteuert zu sein scheinen, daß andererseits aber auch die Sedimentation allein auf Subrosionsvorgängen fußender Absenkung unabhängig von säkularen Klimarhythmen beruhen kann, was vor allem deutlich wird, wenn man Königsau mit anderen Profilen in der jungquartären Ascherslebener Depression vergleicht.

2. „Königsau e B“: diskoide Levallois-Nuklei und klingenförmige Abschläge in Weichschlagetechnik (keine bifacialen Geräte);
1. „Königsau e A“: ein- oder zweiflächig retuschierte Geräte, unter denen das Keil- oder Schabemesser („Pradnikmesser“) und Blattspitzen charakteristisch sind.

Nach Abschluß aller Spezial-Untersuchungen, die vor allem hinsichtlich der palynologischen Untersuchungen und C¹⁴-Datierungen noch wichtige Ergänzungen erhoffen lassen, könnte in der Tat die Jungquartär-Folge der Ascherslebener Depression als Leitprofil insbesondere für die letzt-eiszeitliche Chronostratigraphie angesehen werden. Man kann aber schon heute die einzelnen Bearbeiter im Rahmen dieser umfassend und vielseitig angelegten Untersuchungen, vor allem D. MANIA und V. TOEFFER (Halle), aufrichtig zu den bereits vorliegenden großartigen Ergebnissen beglückwünschen.

Literatur

- KAISER, K.: Eiszeitforschung in Deutschland. Bericht über die Tagung der Deutschen Quartärvereinigung vom 8. bis 12. Oktober 1964 in Lüneburg. Z. f. Geomorph., N. F. **9**, 356-383, Berlin 1965.
- MÜLLER, H.: Zur spät- und nacheiszeitlichen Vegetationsgeschichte des mitteleutschen Trockengebietes. Nova Acta Leopoldina, N. F. **16**, 110, Leipzig 1953.
- NÖTZOLD, T.: Die Fazies der spätquartären Ablagerungen von Königsau bei Gatersleben auf Grund der karpologischen Pflanzenreste. Geologie **14**, 699-721, Berlin 1965.
- RUSKE, R.: Das Pleistozän zwischen Halle (Saale), Bernburg und Dessau. Geologie **13**, 570-597, Berlin 1964. - - (Herausgeber): Das Quartär zwischen Harz und Elbe. Kurzreferate der Vorträge und Exkursionsführer zum 5. Treffen der Sektion Quartärgeologie vom 10. bis 13. Juni 1965 in Magdeburg. Geol. Ges. in der DDR, Sektion Quartärgeologie, 1-100, Berlin 1965.
- TOEFFER, V.: Paläolithische Fundstellen am ehemaligen Ascherslebener-Gaterslebener See. Ausgr. u. Funde **10**, 3-10, Berlin 1965.

Manusk. eingeg. 8. 3. 1966

Anschrift des Verf.: Priv.-Doz. Dr. K. Kaiser, 1 Berlin 41, Grunewaldstraße 35, II. Geogr. Inst. d. Freien Universität.

Die 13. Tagung der Deutschen Quartärvereinigung vom 8.—13. August 1966 in Göttingen

Haupt-Thema: Quartär der deutschen Mittelgebirge

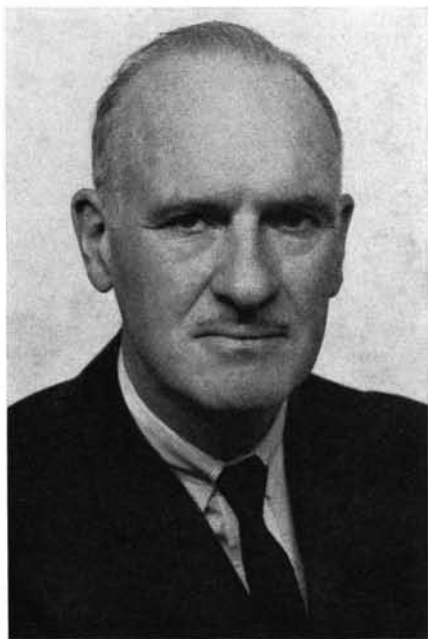
8. August

Mit Begrüßungsworten an die 170 Tagungsteilnehmer, die anwesenden Senioren der Quartärforschung sowie die Vertreter der Stadt und der Universität eröffnete Prof. POSER die Tagung im großen Hörsaal der Botanischen Anstalten. Der Redner brachte aller Anwesenden Bedauern zum Ausdruck, daß es unseren mitteldeutschen Kollegen nicht vergönnt war, nach Göttingen zu kommen, und wies dann auf die große Tradition des Ortes hin, ist es doch das Institut, an dem Franz FIRBAS so Bedeutendes geschaffen hat. Den Gruß der Stadt Göttingen sprach Bürgermeister LESSNER, und dann ergriff Prof. PIRSON als Vertreter des Rektors der Georgia Augusta und als Hausherr das Wort, wünschte ein gutes Gelingen und würdigte mit treffenden Worten die Arbeit der Deuqua sowie die Bedeutung und das Zusammenwirken der unterschiedlichen Disziplinen bei der Erforschung des Quartärs.

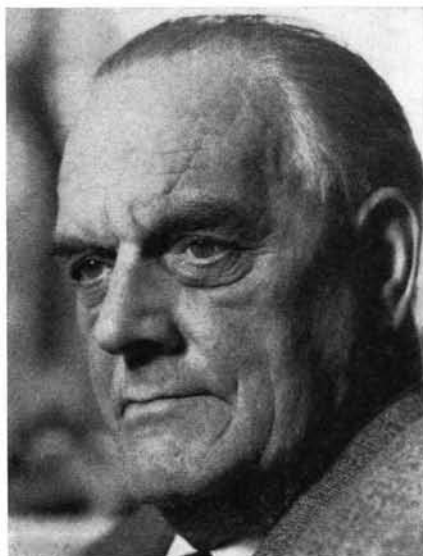
Danach verlas unser 1. Vorsitzender, Prof. SCHÖNHALS die diesjährigen

Ehrungen unserer Vereinigung

Die ALBRECHT-PENCK-Medaille, die unsere Vereinigung verleiht, erhielt Prof. RICHARD FOSTER FLINT vom Department of Geology der Yale University, New Haven, Connecticut.



Richard Foster Flint



Schönhalz

Prof. FLINT hat als einer der bedeutendsten Quartärgeologen der Vereinigten Staaten bleibende Verdienste um die Lösung stratigraphischer Probleme Nordamerikas und grundsätzlicher Fragen der Quartärgeologie. Die Deutsche Quartärvereinigung möchte aber außerdem mit der Verleihung der Medaille an RICHARD FOSTER FLINT den Mann auszeichnen, der sich als Präsident des VII. INQUA-Kongresses 1965 in Boulder um die internationale Förderung der Quartärforschung erfolgreich bemüht hat.

Die zehnte ALBRECHT-PENCK-Medaille verleiht die Deutsche Quartärvereinigung ihrem langjährigen Mitglied, Dr. h. c. ALFRED RUST, Ahrensburg.

Schon zu Beginn seiner wissenschaftlichen Tätigkeit hat Dr. RUST durch beispielhafte Leistung auf dem Gebiet der Urgeschichtsforschung die Aufmerksamkeit der Fachwelt auf sich gelenkt, und seit dieser Zeit hat er durch berühmt gewordene Ausgrabungen — genannt seien Jabrud, Hamburg-Rissen, Stellmoor — und durch die dabei gewonnenen Erkenntnisse in hervorragender Weise zur Aufhellung der Menschheitsgeschichte beigetragen. Die von ihm erzielten Ergebnisse sind in vorbildlichen Publikationen niedergelegt und in zahlreichen Vorträgen eigenen Stils nicht nur der Fachwelt, sondern auch breiten Schichten unserer Bevölkerung mitgeteilt worden.

Die Ehrenmitgliedschaft erhielt Prof. Dr. Helmut GAMS vom Botanischen Institut der Universität Innsbruck.



Helmut Gams

Prof. GAMS hat die Quartärforschung durch seine vegetationskundlichen und vegetationsgeschichtlichen Arbeiten vom Hohen Norden über die Alpen bis ins Mittelmeergebiet wesentlich bereichert. Auf Grund seiner vielseitigen Sprachkenntnisse und seines großen Literaturüberblicks hat er mehrere umfassende Arbeiten veröffentlicht, in denen auch osteuropäische Länder besondere Berücksichtigung fanden. Viele Studentengenerationen der letzten 40 Jahre verdanken ihm die breite Basis ihrer Ausbildung, die besonders auf unvergeßlichen Exkursionen vertieft wurde.

Herr RUST, der von allen Geehrten allein zugegen sein konnte, sprach darauf kurze Dankesworte. —

Den Anfangsvortrag hielt Prof. Dr. HEBERER: Dokumentierung der menschlichen Abstammungsgeschichte unter besonderer Berücksichtigung der Fossilfunde in Deutschland.

In seiner bekannten originellen, begeisternden Weise fesselte er die Hörer, ging vor allem auf den „Homo habilis“-Fragenkomplex ein und steigerte die Wißbegierde, bald mehr über den neuen Altmenschen-Fund von Salzgitter-Lebenstedt zu erfahren.

Fachvorträge

(Kurzfassungen der Vortragenden, z. T. gekürzt und leicht verändert)

1. HÖVERMANN, J.: **Die pleistozänen Vergletscherungen des Harzes.**

2. DUPHORN, K.: **Glaziäre, glazifluviatile und glazilimnische Ablagerungen und Formen im Odertal (Harz).** Durch eine quartärgeologische Spezialkartierung 1 : 5000 unter besonderer Berücksichtigung des paläozoischen Untergrundes (Neukartierung der zahlreichen Varietäten des Brocken-Granits und der Grenze Granit/Hornfels) und der geomorphologischen Formen wurde der Moränen-Charakter der wallförmigen Schuttablagerungen im Odertal nachgewiesen. Die Kartierung stützt sich wesentlich auf die Profile vieler Schürfe und auf ein dichtes Netz von Drillbohrungen.

Kurzer Abriss der talgeschichtlichen Entwicklung seit der Entstehung der Moränenstaffel unter den Hahnenklee-Klippen:

a. Rückzug des Odertal-Gletschers von weiter talabwärts liegenden Moränenstaffeln.

b. Stationäre Lage der Gletscherzunge. Aufschüttung von 4 Moränenbögen im Zuge kleinerer Gletscher-Oszillationen. Ausbildung von 2 Kames-Terrassen am östlichen Talhang. Sie gehen talaufwärts über in ein System von paraglazialen Teilfeldern. Abschmelzen von 19 großen Toteisblöcken auf den Kames-Terrassen und zwischen den Moränenbögen. Abfluß des Schmelzwassers in den Rinnen zwischen den Moränenbögen und Ablagerung von glazifluviatilen Kiesen, Sanden und Schluffen bis zu einer Mächtigkeit von 6 m. Glaziale Übertiefung im Zungenbecken um mehrere m.

c. Rückzug des Gletschers aus dem Zungenbecken. Abdämmung eines Stausees hinter der Endmoräne. Ablagerung von Beckenschluff im endmoränennahen Teil und von Kies, Sand und Schluff an der Einmündung der Schmelzwässer im Delta-Bereich des Stausees. Maximale Schluffmächtigkeit 23 m. Warvenschichtung im Schluff, Deltaschichtung mit Einfallen bis 30° in den grobklastischen Sedimenten. Korngrößen-Analysen weisen auf Löß-Beimengung. Überlauf des Stausees auf der östlichen Talseite.

d. Zerschneidung des Endmoränen-Dammes und Anlage des heutigen Oder-Laufes auf der W-Seite des Tales. Abfluß und Verlandung des Sees, beginnende Tiefenerosion und Ausräumung der Beckenablagerungen durch die Schmelzwässer des zurückweichenden Gletschers bei rasch fortschreitender Tieferlegung der lokalen Erosionsbasis auf der Endmoräne.

e. Ablagerung glazifluviatiler Schotter und Terrassierung in einem 5–10 m über dem heutigen Flußbett gelegenen Niveau.

f. Erosionsphase und Ausräumung der Hauptmasse der glazilimnischen Beckenablagerungen und der glazifluviatilen Terrassenschotter. Die Tiefenerosion reicht bis ca. 2 m unter das Niveau der heutigen Talsohle.

g. Periglazial-fluviatile Akkumulation und Überprägung der blockreichen Moräne in der Talsohle. Solifluktile Überschüttung der o. g. Terrassenfläche vom Talhang her.

h. Fluviatile Zerschneidung und teilweise Ausräumung des polygenetischen Talbodenschutts. Ablagerung von holozänen Sanden und Kiesen als Rinnenfüllung und Hochflutsediment.

Die Eisdicke des Odertal-Gletschers kann im hier beschriebenen Gebiet nach der Höhenlage paraglazialer Formen und erratischer Geschiebe von Acker-Bruchberg-Quarzit und von weiter talaufwärts anstehenden Granitvarietäten mit ca. 50 m rekonstruiert werden. Eine sichere stratigraphische Datierung der Vergletscherung im Odertal war bislang noch nicht möglich. Es gibt sowohl saale- als auch weichselkaltzeitliche Indikationen.

Diskussion zu 1 und 2: POSER, HÖVERMANN, EBERS, DUPHORN, GRAUL, GARLEFF, MENSCHING.

3. FEZER, F.: **Ausdehnung und Gliederung glazialer Ablagerungen im Nordschwarzwald.** Mit Hilfe von Schotteranalysen wurde eine Firnkappe rekonstruiert, die nach W mindestens bis 950 m herabreichte und nach E bis zu 5 km lange Talgletscher entsandte. Diese wurden aus den schattseitigen Karen miternährt, während die Sonnenhänge im Sommer ausaperten. Durch Moränen lassen sich vier Würm-Stadien unterscheiden, die denen des Südschwarzwaldes entsprechen (Max-, Titisee, Zipfelhof, Feldsee). Das Titisee-Stadium hat auch hier die meisten Klein-Oszillationen. Vor diesen Moränen liegen noch vereinzelt ältere Moränen.

Diskussion: VINKEN, HÖLLERMANN, HELBIG, POSER, HÖVERMANN, MENSCHING, WUNDT, GRAUL, FEZER.

Dann gab Diplom-Physiker Dr. M. GEYH einen Überblick über die meßtechnischen Möglichkeiten der ¹⁴C-Station Hannover zu Datierungen quartär-geologischer Probleme. Die Ausführungen und Belehrungen, die von einer langjährigen, reichen Erfahrung eines Physikers mit der Denk- und Arbeitsweise der Geologen und Urgeschichtler zeugten, mit dem Probenmaterial, den Über- und Unterschätzungen und häufigen Fehldeutungen, wurden mit großer Dankbarkeit aufgenommen.

Diskussion: SCHÖNHALS, WUNDT, GEYH.

9. August

1. HELBIG, K.: **Beobachtungen zur Entstehung asymmetrischer Eiszeittäler in Süddeutschland und Oberösterreich.** Um die Ursachen der Entstehung asymmetrischer Querprofile in oberen Abschnitten großer Täler und in kleinen Tälern aufzuspüren, wurden jeweils würmeiszeitliche und ältere Täler, die sich in gut vergleichbaren Schottern (unter 500 m ü. M.) eintiefen, sowie Täler im Muschelkalk-Röt untersucht.

Aufschlußbefunde (anstehende Schotterkörper): Auf E-exponierten Flachhängen (unter 6° — 8°) reichen in kaltzeitlichen Fließerden solifluktive Störungen stets tiefer (durchschnittlich bis 1,5 m in Hangmitte) als auf (über 12°) steilen Gegenhängen (etwa 0,5 m). In Ost-Österreich finden sich auf allen nach Material, Hangwinkel, Exposition vergleichbaren Böschungen wesentlich flachgründigere Fließerden (meist auch schwächer ausgeprägte Fließstrukturen) als in Süddeutschland, während sich die jährlich-maximalen Auftautiefen des Dauerfrostbodens in beiden Räumen umgekehrt verhielten (Ost-Österreich 2,5—3,5 m, Süddeutschland 1,5—2,0 m), den Tiefgang solifluktiver Störungen also oft erheblich übertrafen. Das Bodenfließen dürfte auf einer Böschung nur so lange angehalten haben, wie Schneeschmelzwasser zur Verfügung standen und rasch aufgehört haben, sobald der Schnee an einem Hang ganz abgetaut war.

Ergebnisse statistischer Untersuchungen (Grundlage sind insgesamt fast 500 Talkilometer): In allen untersuchten Gebieten ist die Asymmetrie in N-S- und NE-SW-streichenden Tälern am häufigsten und stärksten ausgeprägt, wobei die Steilhänge sowohl in Dellen und Mulden-, als auch in Sohlentälern in der Regel W-, bzw. NW-exponiert sind. (Asymmetrienumkehrung im Sinne von POSER & MÜLLER 1951 fanden sich nur zu 6—8% in den Tälern.)

Aufschlußbefunde und differenzierte Statistiken sprechen dafür, daß die Talasymmetrie in den untersuchten Gebieten (abgesehen von örtlichen, z. B. gesteinsbedingten Besonderheiten) letzten Endes auf einen Feuchte-Unterschied gegenüberliegender Talseiten zurückzuführen ist, der die Abtragungsleistung von Oberflächen- und Drainage-Spülung und Solifluktion weitgehend bestimmte. (Die Seitenerosion der Talgewässer verstärkte die Asymmetrie im selben Sinne.) Der Feuchte-Unterschied wurde in erster Linie durch die bevorzugte Schneeablagerung auf Talflanken, die im Lee von Winden um W bis NW lagen, verursacht (vgl. BÜDEL 1944) und durch die von der Hangexposition abhängige austrocknende (und damit die Abtragung durch Spülvorgänge und Solifluktion hemmende) Wirkung der Sonneneinstrahlung verstärkt.

2. KARRASCH, H.: **Neue Beobachtungen zur klimabedingten Reliefasymmetrie.** Die nach wie vor bestehenden verschiedenartigen Auffassungen über die Ursachen und den Mechanismus der Asymmetriebildung resultieren aus einer unterschiedlichen Bewertung der Ungleichseitigkeiten mit nördlichen bzw. östlichen Steilhangaussagen (N-SE-Asymmetrie) und jener Asymmetrie mit entgegengesetzten Hangorientierungen (S-NW-Asymmetrie). Das Verhältnis dieser beiden Asymmetriearten wurde daher zum Gegenstand von Untersuchungen gemacht, die in vielen Teilen des deutschen Mittelgebirges mit unterschiedlicher Topographie, geologischer Struktur und Höhenlage durchgeführt worden sind. Dabei wurde dem erstmals von POSER (1947) beschriebenen talabwärtigen Wechsel von N-SE- zu S-NW-Asymmetrie besondere Aufmerksamkeit gewidmet und u. a. festgestellt, daß er durch eine sprunghafte Verteilung der nach S und W exponierten Hänge hervorgerufen wird. In vielen Tälern läßt sich darüber hinaus ein vertikaler Asymmetriewechsel registrieren. Die oberen Hangabschnitte sind N-SE-asymmetrisch, wohingegen an den unteren Talhängen entweder S-NW-Asymmetrie vorkommt oder aber keine Böschungsdifferenzen auftreten. Die an Vollformen zu beobachtenden klimabedingten Ungleichseitigkeiten sind offenbar durchweg N-E-Asymmetrien.

Die genaue Analyse dieser Befunde führt zu einer Bekräftigung der Auffassungen von POSER (1947, 1948) und POSER & MÜLLER (1951) von einer primären und sekundären Asymmetrie und den Expositionsunterschieden der Sonneneinstrahlung als eigentlicher Asymmetrieursache. An Hand einer Verbreitungskarte der Talasymmetrie für das westliche Mitteleuropa wurde gezeigt, wie sich hinsichtlich der Verteilung und Häufigkeit der beiden Asymmetriearten eine Gesteins- und Reliefabhängigkeit feststellen läßt.

Diskussion zu 1 und 2: HÖVERMANN, POSER, BREMER, KLAER, MENSCHING, HAGEDORN, HELBIG, KARRASCH.

3. BARTELS, H.: **Stratigraphie der Schuttdecken vor Muschelkalkstufen und -kämmen im südniedersächsischen Bergland.** Die Schuttdecken vor einigen Muschelkalkschichtkämmen des Hildesheimer Waldes, der Lichtenberge, vor den Wellenkalkschichtstufen des Göttinger Waldes und der Weper wurden hinsichtlich ihres Aufbaus miteinander verglichen. In 4 Grabungsreihen mit insgesamt 40 Schürfruben und in zahlreichen Bauaufschlüssen ließ sich beobachten, daß der jungwürmeiszeitliche Löß einen meist lößfreien Muschelkalkwanderschutt oder eine Folge Muschelkalkwanderschutt-Rötfleiserde überdeckt. Darunter folgt eine teilweise lößhaltige Serie, innerhalb der sich mit Hilfe von Einregelungsmessungen und Korngrößenanalysen häufig Schwemmsedimente feststellen lassen. Die Schuttdeckenfolgen lassen sich insgesamt in die letzte Kaltzeit

stellen, da ihnen auch im Akkumulationsgebiet keinerlei interglaziale Bodenbildungen eingeschaltet sind. Außerdem enthalten sie keine Grundmoräne in situ und nur selten solifluidal verlagertes moränisches Material, obwohl sie teilweise innerhalb des saaleglazialen Vereisungsgebietes liegen.

Als geomorphologische Konsequenz ergab sich aus den Schuttdeckenfolgen, daß der Schwerpunkt der Abtragung während der letzten Kaltzeit in der Nähe der Röt-Muschelkalk-Grenze lag, so daß die Konkavität des Hanges wuchs. Das an Strukturformen des Wellenkalkes vorherrschende konkave Vorderseitenprofil läßt sich also auf die pleistozän-kaltzeitlichen Prozesse zurückführen.

4. SEMMEL, A.: **Über die Gliederung pleistozäner Schuttdecken in Hessen.** Die soliflukativen Ablagerungen in den hessischen Mittelgebirgen lassen sich im wesentlichen in drei verschiedene Schuttdecken gliedern, die jeweils typische Eigenschaften aufweisen. Am weitesten verbreitet ist der „Deckschutt“, der stets im Hangenden der beiden anderen Schuttdecken auftritt, und der eine — relativ geringe — äolische Komponente sowie eine annähernd gleichbleibende Mächtigkeit besitzt. Darunter folgt meist ein lößfreier Schutt mit unterschiedlicher Mächtigkeit, der „Basischutt“. Dieser ist — materialbedingt — oft gut geschichtet. Zwischen Basischutt und Deckschutt liegt in geschützteren Positionen ein Schutt mit starkem Löß- oder Lößlehmgehalt, der „Mittelschutt“.

Der Basischutt wurde in Zeiten gebildet, in denen keine nennenswerte Lösssedimentation stattfand. Er kann in verschiedenen Abschnitten des Pleistozäns entstanden sein. In größeren Mengen wurde er noch nach dem Paudorf-Interstadial, z. T. auch kurz davor abgelagert. In seinem Hangenden liegt häufig eine Schwemmsandschicht. Der darüber folgende Mittelschutt entstand während oder nach kräftigen Lößakkumulationen. Der Deckschutt wurde bisher nur über dem allerözeitlichen Laacher Bimstuff gefunden. Demnach kommt als Entstehungszeit für diesen Schutt die Jüngere Tundrenzeit in Frage.

Diskussion zu 3 und 4: POSER, FINK, BRUNNACKER, VINKEN, ROHDENBURG, MENSCHING, SEMMEL, BARTELS.

5. WIEGAND, P.: **Pingos als Erscheinungsformen des würmkaltzeitlichen Dauerfrostbodens in Mitteleuropa.** Die geschlossenen Hohlformen in Mitteleuropa: Bestimmte ausgeprägt kesselartige bis flachmuldenförmige Hohlformen, die sich nicht mit den allgemein bekannten Entstehungsmöglichkeiten geschlossener Hohlformen erklären lassen, werden als Narben (PISSART 1963) würmkaltzeitlicher Pingos gedeutet. Die rezenten Pingos: Sie sind an den Permafrost gebundene konische Hügel, die aus einem Eiskern und einer darüberliegenden permanent gefrorenen minerogenen Decke bestehen. Da sich die jahreszeitliche Auftauzone weit über dem Eiskern befindet, existieren die Pingo-Hügel mehrere Jahre lang als Vollform, unterliegen dadurch einer intensiven Abtragung, so daß am Ende der morphologischen Entwicklung an Stelle der abtransportierten, ausgebreiteten Decke eine geschlossene Hohlform entstehen muß.

Die Pingo-Hohlformen in Mitteleuropa: Sie sind für die Quartärforschung (Paläobotanik, Paläoklimatologie, Morphodynamik) von großem Wert, weil sie schon im Frühwürm erscheinen und daher als Sedimentfänger lückenlose Abfolgen durch das Würm und bis Holozän liefern können. Erkennungsmerkmale fossiler Pingos: Sie werden aus der Morphographie und Morphogenese der rezenten Pingos sowie der Einordnung ihrer morphologischen Entwicklung in den quartären Klimaablauf gewonnen. Als Kriterien sind zu nennen: regelmäßig runde kreisförmige, elliptische und ovale Grundrisse; ganz bestimmte Hohlformdurchmesser und Hohlformtiefen; das Vorkommen in allen Relieflagen und Formationen; die Ausbreitung über wasserstauenden Schichten, geologischen Störungen und aufsteigenden Quellen; die Anlehnung an tonig-sandige Gesteine; das Auftreten von Anomalien in der heutigen unmittelbaren Hohlformumgebung wie im Untergrund gegen das Hohlformzentrum aufgebogene Schichten, Reste einer Umwallung, charakteristische Schutthorizonte, die Schmelzwasserrinne des ausgeschmolzenen Eiskörpers und schließlich ein normal entwickelter Boden.

(Näheres siehe: Würzburger Geograph. Arbeiten 16, 152 S., 59 Abb., Würzburg 1965.)

6. GARLEFF, K.: **Pleistozäne und holozäne geschlossene Hohlformen in Niedersachsen.**

Diskussion zu 5 und 6: POSER, H. MÜLLER, FRENZEL, R. HERRMANN, WIEGAND, GARLEFF.

7. HAGEDORN, J.: **Kryoplanationsterrassen im niedersächsischen und hessischen Bergland.** Es wurde über terrassenartige Hang- und Spornverflachungen vorgetragen, die im Vogelsberg und Habichtswald (Basalt), im Reinhäuser Wald bei Göttingen (Bausandstein), im Bodensteiner Höhenzug bei Lutter am Barenberge (Hilssandstein), im Harz (Quarzit des „Acker“) und im Soodener Bergland (Grauwacke des „Roßkopf“) untersucht wurden. Die drei letztgenannten Beispiele wurden näher beschrieben. In Analogie zu entsprechenden rezenten Formen, mit denen sie in wesentlichen Merkmalen übereinstimmen, und nach der Art der Schuttbedeckung werden die Hang- und Spornverflachungen als fossile Kryoplanationsterrassen gedeutet.

Diskussion: DUPHORN, HÖVERMANN, MENSCHING, B. MEYER, FINK, POSER, STINGL, KLAER, J. HAGEDORN.

8. SPÖNEMANN, J.: **Die quartäre Formung der Schichtkämme im niedersächsischen Bergland.** Für das Pleistozän seit der Elster-Kaltzeit läßt sich eine Eintiefung der subsekquenten Täler nachweisen, der im allgemeinen keine gleich starke Erniedrigung der Schichtkämme entspricht. Es sind zahlreiche Relikte eines älteren Flachreliefs vorhanden, aus dem die Schichtkämme durch selektive Abtragung herausgearbeitet worden sind. Die mit der Taleintiefung verbundene Hanggestaltung der Schichtkämme ist weitgehend durch die Gesteinseigenschaften bestimmt worden. Das Schichteinfallen hat sich auf die Neigung der Rückhänge, nicht auf die der Stirnhänge ausgewirkt. Die holozäne Umformung der Stirnhänge durch Rutschungen, die bevorzugt an pleistozän-kaltzeitlich verstreuten Hängen auftreten, bewirkt eine Hangverflachung.

9. BREMER, H.: **Schichtkämme in Zentralaustralien.**

Diskussion zu 8 und 9: HÖVERMANN, KAISER, R. HERRMANN, POSER, SPÖNEMANN, BREMER, VINKEN, WOLDSTEDT, MENSCHING.

10. VINKEN, R.: **Zur Ausbildung und Gliederung des Quartärs östlich von Hildesheim.** Eine beträchtliche Zahl von Hand- und Drillbohrungen ergab auf Bl. Dingelbe (3826) u. a. folgende Quartär-Gliederung: Aus der Elster-Eiszeit ist eine Grundmoräne nachweisbar. Die Mittelterrasse der Innerste gehört in den älteren Abschnitt des Drenthe-Stadiums. Die Hamelner Phase läßt sich mit glazialfluviatilen Sanden und Kiesen und mit einem Geschiebelehm belegen. In den älteren Teil der Hamelner Phase fällt die Aufwehung eines Lösses und die Bildung von solifluidalen und niveofluviatilen Ablagerungen. Sedimente aus der Zeit des Gerdau-Interstadials, des Warthe-Stadiums und des Eem-Interglazials sind bisher nicht bekannt geworden.

An den Hängen lassen sich im allgemeinen drei verschiedenaltige Fließerden und Hangbildungen auseinanderhalten: 1) lößfreie, vorwiegend frühweichseleiszeitliche Ablagerungen; 2) lößführende, weichseleiszeitliche Ablagerungen; 3) lößführende spätweichseleiszeitliche bis holozäne Ablagerungen. Neben diesen Sedimenten und dem nicht umgelagerten Löß selbst sind niveofluviatile weichseleiszeitliche Schichten nachgewiesen worden. In die Weichseleiszeit gehören auch fluviatile Schotter im Liegenden des Auelehms der Innerste. Sie entsprechen der Niederterrasse im Mündungsbereich dieses Flusses. Die starke lokale Übertiefung der Schotterunterfläche geht auf eine synsedimentäre Absenkung durch Salzablagung im tieferen Untergrund zurück.

Die Aue-Ablagerungen lassen sich in einen unteren schluffig-tonigen Teil des Holozän (1) und in einen oberen, mehr feinsandigen Abschnitt des Holozän (2) zweigliedern. Aus dem Holozän (1) wurden ¹⁴C-Alter von ca. 1080 v. Chr. und 450 n. Chr. bestimmt (Dr. GEYH, N.L.f.B., Hannover). Die aus dem Holozän (2) ermittelten Alterswerte liegen zwischen 1500 und 1600 n. Chr.

Diskussion: HÖVERMANN, WOLDSTEDT, POSER, MENSCHING.

11. FINK, J.: **Paläopedologie und Stratigraphie der Lösses.** Es wurde über den gegenwärtigen Stand der Löß-Forschung und der damit eng verbundenen Paläopedologie berichtet. Hinsichtlich der Paläopedologie, die zur Zeit immer stärker an Bedeutung gewinnt, wird vor einer Überschätzung gewarnt, da jeweils sehr komplexe Untersuchungen (Pedologie, Geologie, Morphologie u. a.) für eine korrekte Aussage erforderlich sind. Bei der Löß-Forschung besteht heute schon eine gute internationale Korrelation.

Im Rahmen der „Subkommission für Löß-Stratigraphie in Europa“, die 1961 in Warschau auf dem VI. INQUA-Kongreß gegründet wurde, ist die lange Zeit hindurch äußerst problematisch gewesene Stratigraphie ab dem letzten Glazial nunmehr geklärt worden. Desgleichen ist man hinsichtlich der Genese und Systematik der äolischen pleistozänen Sedimente sehr weit gekommen und versucht derzeit, eine Karte 1:2 500 000 zu entwickeln. Im Kartenentwurf gibt es noch große Schwächen im Grenzgleich, aber doch auch viele gemeinsame Züge in der Auffassung der verschiedenen Länder. Nur wenige Unterscheidungen sind getroffen, und zwar einerseits nach der Textur (Löß-Sandlöß-Flugsand) und andererseits nach der Genese, d. h. je nach der Humidität der periglazialen Landschaft, in der der Staub zu Boden fiel. In dieser genetischen Reihe stehen als Endglieder wieder typischer Löß und Staublehm gegenüber.

Schließlich wird noch einmal die geklärte Würmstratigraphie an Hand der Lößprofile verschiedener Paläo-Klimaräume demonstriert und auf die Problematik hingewiesen, die sich ergibt, wenn allzu sklavisch ¹⁴C-Daten für die Stratigraphie verwendet werden. Dem im Felde gewonnenen geologischen (pedologischen, morphologischen) Befund gebührt der Vorzug.

Diskussion: KRÜGER, HÖVERMANN, BRUNNACKER, SEMMEL, EBERS, POSER, DUPHORN, FINK.

12. BRONGER, A.: **Untersuchungen zur Intensität von Verwitterungsbildungen aus Löß als Beitrag zur Pleistozän-Stratigraphie.** Im Ziegelwerk Heitersheim südl. Freiburg sind über basalen, stark zersetzten Schwarzwald-Schottern 4, durch 3 mächtige Parabraunerden getrennte Löß-Stockwerke aufgeschlossen. Das oberste Stockwerk ist noch durch 2 schwach ausgeprägte Verbraunungszone unterteilt.

Die 3 noch annähernd vollständig erhaltenen interglazialen Parabraunerden sind u. a. gekennzeichnet durch eine vollständige Entkalkung von knapp 2 bis 2,5 m (ursprünglicher Kalkgehalt 30—40% CaCO_3), durch einen intensiven Feldspat-Abbau noch in mehr als 1 m Tiefe, vor allem aber durch eine starke Tonbildung, wovon ein Teil in den jeweiligen B_1 -Horizont verlagert worden ist. Vorherrschendes Tonmineral ist neben Illit der Montmorillonit, der sich besonders im Feinton findet. Dagegen wurde in rezenten Löß-Parabraunerden bisher nur Illit-Bildung festgestellt. Die Entkalkung hat in den beiden wärmzeitlichen Verbraunungszonen erst begonnen, Tonbildung ist kaum festzustellen.

Eine Zweiteilung der Riß-Eiszeit wird für möglich erachtet.

Diskussion: WOLDSTEDT, FINK, B. MEYER, SEMMEL, BRONGER.

13. BRUNNACKER, K.: **Der Villafranchium-Löß bei St. Vallier.** Das vor allem durch seine Säugetierfauna bekannt gewordene Profil von St. Vallier wird aus 3 Lößgliedern aufgebaut. Diese sind durch eine fließende aus interglazialen Bodenmaterial und — wie vorher schon bekannt — durch einen Boden (B_1 -Horizont einer Parabraunerde) voneinander abgesetzt. Da die Löss gemäß der Fauna älter als die Tegelen-Warmzeit sind, muß mit mindestens 3 Kaltzeiten im ältesten Pleistozän gerechnet werden. Der das Löß-Profil unterlagernde Schotter von Chambaran zeigt im tieferen Abschnitt einen Charakter, der dem eines Fußflächen-Schotters verwandt sein könnte; im höheren Teil jedoch spricht die Ausbildung für periglaziale Herkunft. Über dem Schotter folgt eine mächtige Verwitterungsrinde, welcher die Villafranchium-Löss aufgesetzt sind.

Diskussion: SICKENBERG, FINK, SEMMEL, MENSCHING, VINKEN, KAISER, POSER.

10. August

1. KRÜGER, H.: **Paläolithische Industrien aus Oberhessen und das Problem ihrer Datierung.**

2. BOSINSKI, G. & KULICK, J.: **Ein mittelpaläolithischer Fundplatz in Buhlen, Krs. Waldeck.**

Diskussion zu 1 und 2: SCHWABEDISSEN, SESSLER, HUCKRIEDE, RUST, KRÜGER, BOSINSKI.

3. GÜNTHER, K.: **Die Funde von Westerkappeln-Westerbeck und das späte Paläolithikum in Westfalen.**

4. NARR, J.: **Das ausgehende Jungpaläolithikum im belgischen Mittelgebirge und dem nördlich anschließenden Flachland.**

Diskussion zu 3 und 4: SCHWABEDISSEN, BAKKER, GÜNTHER, BRUNNACKER, SESSLER, LANG, NIETSCHE, NARR, SICKENBERG, FINK.

5. HUCKRIEDE, R.: **Das Quartär des arabischen Jordan-Tales und Beobachtungen über „Pebble Culture“ und „Prä-Aurignac“.** (Vorläufiger Bericht). a) Schagar-Serie. Im Oberen Pliozän, möglicherweise noch im Villafranchium, lag ein Senkungsbecken im Gebiet des heutigen östlichen Jordangraben-Randes vom N-Teil des Toten Meres (TM) bis etwa zur Breite des Adschlun. Es ist eine besonders am TM sehr mächtige Folge von Sandsteinen (Sdst), Konglomeraten (Kgl), massigen Kalksteinen mit syntektonischem Blockwerk, internen Diskordanzen, später verstellt, verworfen, z. T. verfaltet. Fossilien (F): *Melanopsis* cf. *praemorsa*, Landschnecken, die es heute nicht mehr in dem Gebiet gibt, wie *Trichia*, *Poiretia*; Ostracoden süßen und leicht brackischen Wassers in meist rezenten Arten, Dattelpalme. Keine Artefakte! — b) Katar-Serie = Altpleistozän. Auch sie ist vom westlichen Grabenrand nicht bekannt. Typ-Lokalität: Ghor el Katar, an der >350 m Sdste, Kgl. und rote Tone (wohl umgelagerte mediterrane Roterden), antiklinalartig aus den Lisan-Schichten zutage treten und von Basalt überlagert werden. Die Serie erlangt eine große Bedeutung am östl. Grabenrand nördl. des Zarqua. F.: *Melanopsis praemorsa*, limnische Ostracoden, Bruchstücke großer Vertebratenknochen, Ölbaum. Keine Artefakte! — c) Zeit tektonischer Verstellungen, örtlicher Faltung. — d) Mittel-Pleistozän (im Sinne: ab Mosbacher Faunenkomplex). An verstellte Katar-Gesteine legt sich diskordant eine Serie, die wohl den Ubeidiya-Schichten der Israelis entsprechen wird, älter als der mittelepleistozäne Basalt-Vulkanismus ist. Dichte, massige, z. T. pisolithische und kgl. Kalke kleben am östl. Grabenrand, streichen in die Luft hinaus. Zuunterst finden sich noch keine Artefakte, aber höher sind dann Geröll-Geräte vom Oldowan- bzw. Münzenberger Typ sowie Abschlag-Geräte mit meist etwas erhaltener Geröll-Rinde häufig. An anderer Stelle sind es schon kleine urtümliche Faustkeile, so daß man sich des Eindruckes nicht erwehren kann, daß der Weg von der ersten Gerät-Herstellung bis zum Faustkeil nicht sehr lang gewesen sein kann. F.: *Melanopsis praemorsa*, Antilopen?-Rest e) Bruchtektonik, Verstellungen, Bewegung der östl. Hauptverwerfung f) Basalt-Ergüsse am TM und Yarmuk-Gebiet. Am TM floß die Basalt-Lava auf Wadi-Schotter mit grobschlächtigen Faustkeilen des Abbevillien-Alt-Acheuls. Im Wadi el Hasa-System finden sich Schotter mit einem plumpen „Clacto-Abbevillien“ und in diese

eingetieft, wieder Wadi-Schotter mit Mittel-Acheul (-Levallois). Kaum verfestigte und fast horizontal liegende Schotter mit rotem Ton-Bindemittel und Altpaläolithikum im Kufrinja-Yabis-Bereich dürften den Naharaim-Schottern PICARD's entsprechen.

g) Der große Jordangraben- oder Lisan-Pluvialsee begann mit limnischer (bis oligohaliner) Fauna (*Corbicula*, *Melanopsis costata*, *Gyraulus*, *Potamon*, Fische), verbrackte und versalzte, um dann erneut bis zu oligohalinen oder miohalinen Verhältnissen (*Corbicula*, *Radix*, Fische) auszusüßen und wieder zu versalzen. Eine 3. feuchtere Zeit brachte keine Belebung mit Seefauna mehr, zeigt sich nur durch eine Unterbrechung der Gips-Sedimentation. Typisch für die beiden ersten Pluvialabschnitte ist die Tiberiassee-Schnecke *Hydrobia barroisi*. In der küstennahen Fazies sind Delta-Schotter, Oolith-ähnliche Kalke („Samra-Serie“, von PICARD fälschlicherweise als Altquartär gedeutet), umgelagertes Bodensediment, Humus-Zonen, „living-floors“ eingeschaltet, mit Artefakten des jüngeren Mittel-Paläolithikums vom Levallois-Typ und (schon in den tiefen *barroisi*-Bereichen) schmale Klingen des Amudium bzw. „Präaurignac“. In Libanon folgt das Amudium nach ZEUNER und GARROD & KIRKBRIDE (1961) erst dem Trockenfallen des Monastir II; ein Riß-Alter scheidet also für den Beginn der Lisan-Folge aus. Diese kann nur in das Würm gehören, und zwar nach dem bei h und i wiedergegebenen Befunden in das Altwürm. Den Lisan-Sch. entsprechen zeitlich die Kalke des pluvialen El Jafr-Sees, der, doppelt so groß wie der Bodensee und mit jüngerem Mittelpaläolithikum verbunden, zuerst eine reine Süßwasser-Fauna, dann bei der Verbrackung schließlich eingeschleppte marine Muscheln beherbergte. Auch die bisher verkannnten Pluvialkalke der El Azraq-Senke gehören hierher und wohl auch die als marines Pliozän mißdeuteten Cardien-Schille des oberen Wadi Sirhan-Systems.

h) Längere Trockenzeit! Austrocknung des Lisan-Sees bis auf die heutigen Reste (TM, Tiberias-See), des El Jafr-Sees, wo starker Sandschliff auf den jungmittelpaläolithischen Artefakten zu beobachten ist, nicht aber auf solchen des Jungpaläolithikum.

i) Juigwurm-Feuchtzeit. Erosion und Akkumulation von Schotter, Lehm mit *Melanopsis*, Kalksinter-Grus (BLANKENHORN's Hauptterrasse) mit meist plumpen, altpaläolithisch anmutenden Abschlag-Geräten, seltenen Klingen jungpaläolithischen Typs, aber ohne mikrolithisches Material, das nur als Oberflächenfunde bekannt ist. Zeitgleich sind wohl die Qa-Sedimente von El Jafr.

k) Die ältesten nachlisanzeitl. Sedimente des Jordan-Flusses liegen auf BLANKENHORN's Mittlerer Terrasse (20—25 m über Tal-Aue): Sande mit typischer Jordan-Fauna beim Johanneskloster. Bis 8 m über die Tal-Aue reichen fossilreiche Lehme einer jüngeren, holozänen Jordan-Terrasse.

Diskussion: HEBERER, SICKENBERG, SMOLLA, RUST, KAISER.

6. GRAHLE, H. O. (verlesen von H. D. LANG): **Die natürlichen Seen im Niedersächsischen Bergland.** Die limnogeologischen Untersuchungen des Niedersächs. Landesamtes f. Bodenforschung haben das Ziel, Gesetzmäßigkeiten in der Entstehung der See-Wannen zu erarbeiten und die Sedimentfüllungen der Hohlformen zu untersuchen. Dabei wird auf Fragen der Sedimentbildung, der Sedimentverlagerung eingegangen und ein Vergleich rezenter und fossiler See-Absätze angestrebt.

Die natürlichen Seen des Niedersächs. Berglandes werden nach bisherigen Untersuchungen als Erdfall-Seen gedeutet. Damit ist ihre Entstehung an bestimmte Gesteine und Lagerungsverhältnisse gebunden. Eine starke Häufung von Seen findet sich auf der Randzone von Zechstein, die als ein im Gebiet von Seesen einsetzender Gürtel den gesamten südwestlichen und südlichen Harz begleitet.

7. STREIF, H.: **Die Entstehung und erdgeschichtliche Entwicklung des Seeburger Sees (Untereichsfeld).** Der in einer Salzauslaugungssenke gelegene Seeburger See (Bl. Waake u. Duderstadt) hat eine Größe von 0,9 km², eine maximale Wassertiefe von 4 m und wird in W- und E-Richtung von der Aue durchflossen.

Über einem basalen Schwemmlöß ist in der See-Wanne eine bis 17 m mächtige Folge deutlich unterscheidbarer limnischer und telmatischer Sedimente ausgebildet. In den tiefsten Bereichen des langsam einsinkenden See-Beckens wurden von der Jüngeren Tundrenzeit an Mudden abgesetzt, während in den flacheren Randgebieten ein Niedermoor aufwuchs. Bei einem starken Einbruch im jüngeren Subatlantikum wurde das Bodenrelief der Senke umgestaltet, und der See erreichte seine größte Ausdehnung. Mit der intensiven Besiedelung des Eichsfeldes begannen sich im See die jetzigen limnologischen Verhältnisse abzuzeichnen, und es setzten die bis heute andauernde rasche Sedimentation mineralreicher Mudden und die Aufschüttung eines 8 m mächtigen Deltakegels vor der Aue-Mündung ein.

Diskussion zu 6 und 7: POSER, WUNDT, EBERS, BAKKER, STREIF.

8. FRENZEL, B.: **Möglichkeiten zur Erforschung der Vegetationsverhältnisse während der Kaltzeiten.** Eine Erforschung der Verbreitung einzelner Faziestypen der Lösses sowie der verschiedenen Frostbodenformen ergibt wertvolle Beiträge zur Kenntnis der Lage und Ausdehnung der unterschiedlichen kaltzeitlichen Standortstypen. Auf den Charakter der dort ehemals ge-

deihenden Vegetation verweisen jedoch erst die organischen Reste. Die Fossilien sind aber von unterschiedlichem Wert.

Reste von Pflanzen stehender oder langsam fließender, 0,5—2,5 m tiefer Gewässer geben infolge der besonderen Eigenschaften dieses Standortes ein zu günstiges Bild. Makroskopische Reste höherer Landpflanzen und der Moose feuchter Standorte, die sich in aquatischen Sedimenten finden, verweisen auf kalt-feuchte Umweltsverhältnisse, wohingegen die Pollen-Flora (PF) dieser Sedimente auch die ehemaligen Pflanzengemeinschaften der trockenen Plateaus zu Worte kommen läßt. Dies trifft besonders zu für eine Pollen- und Mollusken-analytische Studie der äolischen Löss. Hochflutlehme großer Flüsse, die mehrere Vegetations-Zonen durchmessen, enthalten die PF der Pflanzengemeinschaften mit höchster Pollen-Produktion, unabhängig von dem vom Fluß durchschnittenen Vegetationstypen. Die günstigen Fang- und Festhaltebedingungen von Moos- und Flechtenpolstern und von See-Becken der Tundra verursachen dort eine starke Überrepräsentation des Baumpollens in der gesamten PF; in den Steppen und Halbwüsten, in denen die PF anscheinend wiederholt vom Wind umgelagert werden kann, trifft dies jedoch nicht zu. Mit zunehmender Höhe des Standortes über dem Meer scheint in der offenen Vegetation die Bedeutung des Ferntransportes des Baumpollens anzusteigen.

Im Hinblick auf eine Rekonstruktion der kaltzeitlichen Vegetationstypen darf nicht übersehen werden, daß die ökologischen Eigenschaften der einzelnen Sippen damals anders als heute gewesen sein können und müssen, da mit dem Auftreten abweichender physiologischer Sippen und mit der Gegenwart anderer Konkurrenten gerechnet werden muß. Die ehemaligen Pflanzengemeinschaften sollten daher nicht ohne weiteres in der modernen pflanzensoziologischen Terminologie beschrieben werden.

Diskussion: BEUG, HÖVERMANN, BAKKER, H. MÜLLER, FRENZEL.

9. MÜLLER, H.: **Die pollenanalytische Neubearbeitung eines Profils aus dem Interglazial und den vorangegangenen interstadialartigen Schwankungen von Bilshausen.** Durch die pollenanalytische Bearbeitung der im zentralen Teil der Zgl.-Grube der JACOBI-GmbH, Bilshausen, niedergebrachten Kernbohrung 1/62 konnten unsere Kenntnisse über das Interglazial-Vorkommen von Bilshausen und die vorhergehenden interstadialartigen Schwankungen erheblich erweitert werden. Durch Auszählung von über 32 000 warvenartigen Schichten, deren Jahres-schichten-Charakter an mehreren Stellen des Profils gesichert werden konnte, wurde die Dauer der meisten pollenfloristischen Abschnitte bestimmt. Für die Dauer des Interglazials wurde eine Größenordnung von 27 000 bis 35 000 Jahren und für einen vorhergegangenen Zeitabschnitt, in dem drei interstadialartige Schwankungen nachgewiesen werden konnten, etwa 8000 bis 9000 Jahre ermittelt.

10. MEISCHNER, D.: **Ein vollständiges Skelett von *Praemegaceros verticornis* aus der Rhume-Warmzeit von Bilshausen — Fundbericht und Demonstration.**

Diskussion zu 9 und 10: FINK, KAISER, BAKKER, MÜLLER, MEISCHNER.

11. GRÜGER, E.: **Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen zur Datierung einer interglazialen Erdfallfüllung auf dem Elm.** Die pollenanalytische Untersuchung von Torfen, Tonen und Sanden, die von Geschiebelehm sowohl über- als auch unterlagert werden, ergab eine deutlich in eine (ältere) Kiefern-Birkenzeit und in eine (jüngere) EMW-Zeit gegliederte Vegetationsentwicklung mit folgenden Merkmalen: EMW-Anteile bis 85%, zweimalige Ulmenausbreitung (vor und nach der Eichenausbreitung), Fichtenwerte bis 27,3% bereits vor der Ausbreitung des EMW, geringe Haselanteile. Die Höchstwerte der Hasel (25,2%) fallen in einen lindenreichen Teil der EMW-Zeit. Diese Merkmale lassen mit Sicherheit auf ein cromerzeitliches Alter schließen. Im Zusammenhang mit dieser Datierung beansprucht der Geschiebelehm im Liegenden besonderes Interesse.

Diskussion: POSER, LOOK, FINK, WOLDSTEDT, H. MÜLLER, BAKKER, FRENZEL, NIEDERMAYER, BEUG, DUPHORN, BRUNNACKER, GRÜGER.

Da hier, wie die heftige Diskussion zeigte, geologischer Befund, der für Eem sprechen würde, und pollenanalytische Aussage sich scheinbar kraß gegenüberstehen, sollte man doch einmal versuchen, zum Vergleich ein pollenanalytisches Profil in den am Elm entdeckten eemzeitlichen mergeligen Sedimenten zu gewinnen. Vgl. HUCKRIEDE, R.: Bericht über die geologischen Aufnahmen auf den Blättern Königslutter, Sülplingen, Schöppenstedt und Schöningen. Manusk. Niedersächs. L.-Amt f. Bodenforsch. 1958, S. 28-29.

12. JUNG, W.: **Makrofloristische Untersuchungen an oberbayerischen Interglazialen.**

Diskussion: FINK, EBERS, WOLDSTEDT, RUST, JUNG.

13. SCHNEEKLOTH, H.: **Die Entwicklung einiger Solling-Moore im Lichte absoluter Altersbestimmungen.** Die Neuaufnahme der Geol. Karte 1 : 25 000, Bl. Sievershausen, veranlaßt u. a. auch eine eingehendere Bearbeitung der Moor-Bildungen im zentralen Bereich des Solling. In enger Nachbarschaft haben sich hier sehr verschiedenartige Moortypen entwickelt. Das

Friedrichshäuser Bruch wurde als typisches Hangmoor, das Mecklenbruch und das Torfmoor als Sattelhochmoore und das Ahlequellemoor als Talquellemoor genannt. Mit Hilfe der von STECKHAN (Flora, 150, S. 514, 1961) erarbeiteten pollenfloristischen Leithorizonte wurden Profile aus 5 verschiedenenartigen Solling-Mooren korreliert und die markanten Leithorizonte durch ^{14}C -Datierungen in die absolute Zeitskala eingeordnet. Torfbildung fand in den untersuchten Mooren während unterschiedlicher Zeiträume statt; in den Talquellenmooren muß die Torfbildung, zumindest stellenweise, schon relativ zeitig geendet haben. Dieses gegenwärtig noch nicht in allen Einzelheiten zu deutende Ergebnis ebenso wie die noch ungeklärten Fragen zum Rekurrenzflächen-Problem verlangen noch weitere spezielle Untersuchungen. — Der Vortrag soll in ausführlicher Darstellung im Geol. Jb. publiziert werden.

Diskussion: FRENZEL, BAKKER, KRÜGER, SCHÜTTRUMPF, SCHWABEDISSEN, POSER, H. MÜLLER.

11. August

1. BAKKER, J. P.: **Typen der Granitverwitterung mit besonderer Berücksichtigung Europas.**

Diskussion: FINK, POSER, KLAER, SEMMEL, BAKKER.

2. HAGEDORN, H.: **Quartäre Aufschüttungs- und Abtragungsformen im Bardagué-Zoumri-System (Tibesti-Gebirge).** Es wurden die Terrassen des Trockental-Systems untersucht, das den N-Teil des zentralen Tibesti-Gebirges entwässert. Das Haupttal und die großen Nebentäler nehmen ihren Anfang in den von vulkanischen Ablagerungen aufgebauten Hochgebieten um 2500 m Höhe, durchbrechen Stufen paläozoischen Sandsteins, den Schiefer- und Granit-Sockel und enden in ausgedehnten Endpfannen auf der Serir Tibesti. Zwei durchgehende, tektonisch nicht beeinflusste Terrassenkomplexe werden vorläufig als „Niederterrasse“ und „Oberterrasse“ bezeichnet. Ihre durchschnittlichen Sprunghöhen liegen um 5-7 m bei der „Niederterrasse“ und bei 15-17 m bei der „Oberterrasse“ mit entsprechendem Absinken zu den Endpfannen hin. Vorwiegend sind die Terrassen in 2-3 Niveaus geteilt. Dieses entspricht der rezenten Flußbett-Einteilung in Niedrigwasser-, Mittelwasser- und Hochwasser-Bett, und auch deren Korngrößen-Verteilung von fein nach grob ist vorhanden.

Die Sedimente stammen überwiegend aus den Hochgebieten des Gebirges; die Flüsse werden also von oben gesteuert, was durch die relativ reicheren Niederschläge im Höhenbereich ohne weiteres verständlich ist. Aus einer Anzahl sedimentologischer und morphologischer Indizien ergibt sich eine Akkumulation der Terrassen in trockenen, eine Erosion in feuchten Klima-Phasen, Verknüpfung mit Felsbildern, neolithischen Werkzeugen und Keramik verweisen das Ende der Akkumulation und die Erosion der „Niederterrasse“ in eine Feuchzeit um 4000—2800 v. Chr., während die Bildung der „Oberterrasse“ wahrscheinlich in eine feuchte Phase des Würm gehört.

In der Umgebung von Bardai tritt eine Terrasse zwischen „Ober“- und „Niederterrasse“ auf. Sie zeichnet sich durch feinkörnige Sedimente überwiegend vulkanischer Herkunft, eine Schneckenfauna und verkieselte Pflanzenreste sowie Kalkkrusten vor allen anderen Terrassen aus, taucht aber schon unterhalb von Bardai unter die „Niederterrasse“.

Im Oudingueur-Fochi-Toudoufou-Tal und bei seiner Einmündung in den Bardagué findet sich eine Terrasse, die älter als die „Oberterrasse“ ist. Sie ist mit Aschen des Stratovulkans Ehi Toudou (3200 m) verzahnt und besteht aus feinkörnigen Tuffen und Tuff-Geröllen. Unter diesen Bildungen liegen noch ältere Schotterkörper mit roter Matrix.

Diskussion: WUNDT, KLAER, KAISER, FRENZEL, POSER, H. HAGEDORN.

3. SICKENBERG, O.: **Die Wirbeltierfauna der Höhle bei Petralona (Griechenland).** Die östl. von Saloniki gelegene „Höhle bei Petralona“ ist ein verzweigtes System von ziemlich schmalen Gängen in einem metamorphen mesozoischen (?) Kalkstein. Sie wurde vor wenigen Jahren durch Zufall entdeckt, denn gegenwärtig besteht zwischen Höhle und Außenwelt keine natürliche Verbindung. Der zur Besiedelungszeit vorhandene Zugang ist verstürzt, seine Lage noch unbekannt. Viele Anzeichen deuten darauf hin, daß der Abschluß schon vor sehr langer Zeit erfolgt sei. Auffallend ist der Mangel an Höhlen-Sedimenten. Die Mehrzahl der Knochen liegt dem Felsboden mehr oder weniger frei auf, häufig diesem durch Sinter verbunden. Feinerdiges Material findet sich nur in Vertiefungen des Untergrundes.

Höhlenbewohner waren Bär, Streifen- und Tüpfelhyäne, untergeordnet auch der Löwe. Gegenheitsbesucher war auch der Mensch (einige Stein-, häufigere Knochenwerkzeuge). Die Reste der übrigen Faunenelemente wurden durch die genannten Raubtiere eingeschleppt. Dem ökologischen Charakter nach entsprach die Tierwelt einem warmen, zur Trockenheit neigenden, mithin interglazialen Klima. Dies wird durch das Auftreten von einer größeren Schildkröte (*Testudo ex*

aff. *globosa*) und einem sehr großen Waran (*Varanus* sp.), dem Fehlen echt borealer Formen sowie der zahlenmäßigen Dominanz von *Asinus* und *Capra* bezeugt. Die Fauna trägt echt europäisches Gepräge.

Für zwei zeitlich weiter auseinanderliegende Besiedlungsphasen, einer Verschiedenartigkeit also, ergeben sich keine Hinweise, ebensowenig wie für eine sehr bedeutende zeitliche Streuung im ganzen. Entgegen der ursprünglichen Vermutung, die Fauna sei ins Eem zu stellen, ergibt eine eingehendere, die Evolutionshöhe der verschiedenen Formen und ihren subspezifischen Rang berücksichtigende Formanalyse, daß diese Einstufung nicht aufrecht erhalten werden kann. Neben einigen Gattungen, die wenigstens in Mitteleuropa nicht vor dem Holstein auftreten, bzw. bekannt sind (*Bos*, *Capra*, *Dama*), gehört die Mehrzahl der Formen dem Mosbacher Faunenkomplex an (*Praemegaceros verticornis*, *Ursus* cf. *deningeri*, *Canis lupus mosbachensis*, *Sus scrofa mosbachensis* usw.). Das Alter der Fauna ist daher entweder prämindelzeitlich oder wenn man es für möglich hält, daß in SE-Europa Mosbacher Formen ausgedauert haben, holsteinzeitlich. Dem gegenüber steht die Zugehörigkeit des Petralona-Menschen zum Formenkreis des Neandertalers. Dieser Widerspruch kann nur beseitigt werden, wenn angenommen wird, der gefundene Schädel gehöre zu einem Menschen, der sich irgendwie zu einem späteren Zeitpunkt Zugang zu der bereits abgeschlossenen Höhle verschaffte. Dieser Fund hätte demnach auch nichts mit den Artefakten zu tun, die aus den Knochen der Tiere des Faunenkomplexes von Petralona gefertigt wurden.

D i s k u s s i o n : WOLDSTEDT, BAKKER, BRUNNACKER, KAISER, HEBERER.

Mit einigen Worten des Überblickes und Dankes von Prof. FINK schloß die wissenschaftliche Sitzung.

Aus der Mitgliederversammlung

Die Versammlung gedachte der seit unserer Lüneburger Tagung verstorbenen Mitglieder:

Ehrenmitglied Prof. F. SOLGER

Prof. W. DIENEMANN

Dr. HARRAS SCHNEIDER

Dr. W. STAUB

Prof. H. UDLUFT

Prof. L. WEINBERGER

Dr. TH. WEVERINCK

Prof. D. WIRTZ.

Zahl der neuen Mitglieder vom 1. Jan. 1966 bis 11. Aug. 1966: 67. Es wird gebeten, auch weiterhin in den Kreisen der Quartärforscher Mitglieder zu werben.

Beitragserhöhung: Die Mitgliederversammlung hat unter dem Eindruck des Kasberichts und der in den nächsten Jahren zu erwartenden Kosten-Zunahmen mit großer Mehrheit einer Beitragserhöhung ab 1. Januar 1967 zugestimmt. Jahresbeitrag 20 DM, Beitrag für Studenten 10 DM.

Der neue Vorstand ab 1. Januar 1967:

1. Vorsitzender	:	Prof. H. GRAUL, Heidelberg
2. Vorsitzender	:	Prof. E. SCHÖNHALS, Gießen
Schriftleiter des Jahrbuches	:	Prof. P. WOLDSTEDT, Bonn
	:	Prof. M. SCHWARZBACH, Köln
1. Schriftführer	:	Dr. H. ROHDENBURG, Gießen
2. Schriftführer	:	Dr. W. KLAER, Heidelberg
Schatzmeister	:	Dr. G. LÜTTIG, Hannover
Archivar	:	Dr. H. SCHNEEKLOTH, Hannover
In den Beirat wurden gewählt	:	Prof. H. SCHWABEDISSEN, Köln
	:	Dr. G. C. MAARLEVELD, Ede, Niederlande
	:	Dr. R. HUCKRIEDE, Marburg

Tagung 1968:

Die nächste Tagung soll im westlichen deutschen Alpenvorland stattfinden; der Ort ist noch nicht festgelegt worden. Die Vorbereitung hat Prof. GRAUL übernommen.

Exkursionen

11. August: **Exkursion in das Untereichsfeld** (quartäre Schichtstufen-Profile; Seebecken-Sedimente).

Führung: POSER, HÖLLERMANN, BEUG, STREIF, H. MÜLLER, SICKENBERG, MEISCHNER, MERKT.

1. Bergrutsch an der Mackenröder Spitze.

Literatur: ACKERMANN, E., Nachr. Akad. Wiss. Göttingen IIa, S. 67-83, 1953; Z. Geomorpholog., 3, S. 193-304, 1959.

2. Überblick über die Salzauslaugungs-Senken und ihre Sedimente im Untereichsfeld; Erläuterungen eines ausgelegten Bohrprofils vom Lutteranger, dem ehemaligen Luttersee.

Literatur: STEINBERG, K., Hercynia, 3, S. 529-587, 1944.

3. Tongrube JACOBI, südl. Bilshausen. (Siehe Vorträge H. MÜLLER und MEISCHNER.)

Literatur: MÜLLER, H., Geol. Jb., 83, S. 327-352, 1965. - LÜTTIG, G., Geol. Soc. Amer., Spec. pap. 84, S. 159-178, 1965. - ROHDENBURG, H. & MEYER, B. (1966; vgl. 13. August).

LÜTTIG gibt von hier folgendes Profil:

1. „Jüngerer Löß 1 + 2“ = Weichsel

2. fossiler Boden = Eem

3. „Älterer Löß 1 + 2“ = Saale

4. Buntsandstein-Geröllage = Seitental-Äquivalent der Mittelterrasse

5. Gelkenbach-Ton = unbest. Thermomer zwischen Mittelterrasse und Rhume-Warmzeit

6. Roter Ton = unbest. Kryomer

7. Bilshäuser Ton = Rhume-Warmzeit

8. (nicht aufgeschlossen) Tone über Fließerde = Altpleistozän, prä Rhume

9. Buntsandstein

Die Schichten 5—7 waren gut aufgeschlossen. Stellung und Charakter der lössigen Schichten und Fließerden im westlichen Anschnitt blieben wohl den meisten Teilnehmern unklar.

4. Seeburger See

Vorführung der limnogeologischen Ausrüstung des Niedersächs. L.-Amtes f. Bodenf.; Erklärung eines gezogenen Profils. (Vgl. Vorträge GRAHLE und STREIF.)

12. August: **Exkursion in den Harz** (Eigenvergletscherung des Harzes).

Führung: DUPHORN, HÖVERMANN, POSER.

Literatur: POSER, H. & HÖVERMANN, J., Abh. Braunschweiger Wiss. Ges., 3, S. 61-115, 1951. - LEMBKE, H., Geologie, 10, S. 442-460, 1961.

Hat es eine Eigenvergletscherung im Harz gegeben? Diese Frage ist seit nahezu 100 Jahren immer wieder gestellt, bejaht und verneint worden. Die Spanne der Meinungen geht von umfangreicher Plateau-Vergletscherung über Tal-Vergletscherung bis zu gänzlicher Ablehnung selbst der geringsten Eisbewegung. Negiert wurde eine Vergletscherung erst jüngst durch LEMBKE (1961); die im Odertal als Moränen gedeuteten Ablagerungen betrachtet er als Solifluktionsschutt und Wildbachschotter.

Dem Odertal nun, wo die umstrittenen Bildungen innerhalb des Harzes sicherlich am markantesten sind, galten mehrere Stunden der Exkursion. Hier konnte DUPHORN (siehe Vortrags-Kurzfassung) an guten neuen Aufschlüssen wohl jeden der Teilnehmer von der glaziären Entstehung des Gezeigten überzeugen. Unzweifelhafte Moräne, glazifluviale Kiese und Sande, Staubecken-sedimente und dazu die plausiblen morphologischen Befunde! Es war einer der Höhepunkte der Tagung. Zwar wurde hier ein modernes Drillbohrgerät eingesetzt, aber was hier jetzt endlich Klarheit bringt, ist doch die altbewährte geologische Kartierung. Lebhaft wurde an Ort und Stelle die Altersfrage, vor allem: „Saale oder Weichsel?“, und über morphologische Fragen diskutiert.

Ihren Abschluß fand die Exkursion mit einem herrlichen Rundblick von der Hornfels-Kuppe der Achtermannshöhe. Bei Prof. HÖVERMANN's Erklärungen glaubte man unter sich in den Talmulden und Tälern wieder Firnfelder und Gletschereis gleißeln zu sehen.

13. August: **Exkursion in die niederhessische Senke** (Löß-Stratigraphie).

Führung: B. MEYER und ROHDENBURG.

Literatur: ROHDENBURG, H., Mitt. deutsch. Bodenkundl. Ges., 5, S. 137-170, 1966. - ROHDENBURG & MEYER, B., Mitt. deutsch. Bodenkundl. Ges., 5, S. 1-137, 1966. - SCHÖNHALS, E., ROHDENBURG, H. & SEMMEL, A., Eiszeitalter u. Gegenwart, 15, S. 199-206, 1964.

1. Zgl.-Grube Niedervellmar (nördl. Kassel). Vorgeführt wurde ein prachtvolles Profil vom B_t -Horizont des als Eem angesprochenen Bodens bis zum Jungwürm 2α -Löß in der Nomenklatur der Bearbeiter. Im Mittelpunkt des Interesses und der Gespräche standen die Eiskeil-Generationen, der ins Altwürm gestellte „Niedervellmarer Bodenkomplex“ und der als Abschluß des Mittelwürm gedachte „Lohner Bodenkomplex“ sowie die Verknüpfung mit den klassischen Profilen des südostmitteleuropäischen Löß-Gebietes.

2. Zgl.-Grube Kirchberg (nördl. Fritzlar). Über Röt, Steinsohle und laminar solifluidal bewegtem, letztinterglazialen B₁-Horizonte folgt hier ein mit Röt-Material verfärbter und mit einer Humuszone abschließender und als Altwürm bezeichneter Komplex. Im als Mittelwürm gedeuteten Bereich fällt ein von einem „Naßboden“ gefolger brauner Horizont auf: der „Kirchberger Boden“, ferner oben der „Lohner Boden“, der vom Jungwürm-Löß überlagert wird.

Hier entwickelte sich eine lebhaft Diskussion. FINK warnte, in der Serie zwischen dem Eem-Boden und dem Komplex der helleren, lockeren Lösses des „Jungwürm“ von Böden im Sinne von stratigraphischen Bezeichnungen zu sprechen und schlug vor, den Ausdruck „Boden“ durch „Bodensediment“ zu ersetzen. In einem Gebiet, wo nicht äolisch, sondern kolluvial sedimentiert worden sei, wo ein steter Kampf zwischen Löß-Akkumulation und Bodenbildung geherrscht habe, sei die Bildung von Bodensediment örtlich bedingt, wie ja auch der „Kirchberger Boden“ nur von Kirchberg bekannt sei. „Niedervellmarer, Kirchberger und Lohner Boden“ seien doch typologisch sehr ähnlich. Außerdem dürfe man nicht die so extrem vorbelasteten Ausdrücke „Alt-, Mittel- und Jungwürm“ benutzen. Daß der „Lohner Boden“ gleich Paudorf sein soll, sei schon eine Unterstellung. Zu dieser Warnung vor Überdeutung und zu großer Zersplitterung nahmen SCHÖNHALS, ROHDENBURG, MEYER und SEMMEL Stellung und verwiesen auf die vielen Übereinstimmungen zwischen den verschiedenen hessischen Löß-Profilen.

3. Sportplatz Lohne (nördl. Fritzlar): Neben den schwachen Bodenhorizonten im jüngeren Würm-Löß und Fragen um die holozäne Bodenbildung galt das Interesse vor allem dem sekundär von oben aufgekalkten „Lohner Boden“ und dessen Untergliederung in zwei braune Horizonte. In der Diskussion über die Beziehung zum Paudorfer Boden verwies FRENZEL auf die Zweiteilung des Bodens bei Paudorf, Arcy, im Dnjestr-Gebiet und in Ungarn. Das Tuff-Bändchen im wj₃ war gut gekennzeichnet, wurde aber von ungeübten Augen nur mit Mühe erkannt.

4. Zgl.-Grube Großenritte (südwestl. Kassel). Ein eindrucksvolles Profil vom letztinterglazialen Boden bis wj_{3d} war hier in mühevoller Arbeit aufgeschürft und mit Sorgfalt gekennzeichnet worden. Auch hier war wieder die Tuff-Lage im Würm 3 der Bearbeiter eine gute Probe für die Sicherheit der Feinstratigraphie im Jungwürm-Löß. Erstaunlich war, wie hier selbst in den Bereichen der vom holozänen Boden ausgehenden, scheinbar alles Ursprüngliche verdeckenden braunen Bänderung die subtile Gliederung und die Lagerungsfeinheiten im Jungwürm herausgeholt worden sind. Das war nur möglich durch die stete Ergänzung und Überprüfung der Feldbefunde durch analytische Untersuchungen im Labor, in einem Umfang, wie es wohl bisher noch nie getan worden ist.

Bedeutungsvoll ist der Aufschluß auch für Kenntnis und Datierung der holozänen Bodenbildungs- bzw. Bodenumwandlungsvorgänge. Der holozäne Boden, heute als Parabraunerde-Profil anzusprechen, hat seine Aufhellung erst spät erfahren. Füllungen von Hamster-Grabgängen, die heute 1-1,2 m unter dem eigentlichen Boden angeschnitten sind und durch neolithische Scherben grob datiert sein sollen, bestehen aus einem dunklen, humosen Boden. Die oben erwähnte Bänderung, die vom holozänen Boden ausgeht, wird nicht von den Gängen geschnitten, sondern umgeht diese, ist also jünger. In den Füllungen sollen sich auch noch Kalkkindl gefunden haben, die heute in den hangenden Lagen vermißt werden. - FINK wunderte sich, daß in der langen Zeit von etwa 14 000 v. Chr. bis nach dem Neolithikum so wenig mit einer Schwarzerde geschehen sein soll und daß hier die Entkalkung so extrem jung sei.

Am Schluß ergriff noch einmal Prof. SCHÖNHALS das Wort. Er beglückwünschte vor allem die Führer des Tages, würdigte ihre ausgezeichnete Arbeit und dankte herzlich allen, die zum Erfolg der Tagung beigetragen haben.

R. Huckriede.

Aktuelle Fragen der Biostratigraphie im nordeuropäischen Pleistozän

(Berichte der Arbeitsgruppe für Biostratigraphie des Pleistozän
im nordeuropäischen Vereisungsgebiet. 1.)

VON LEOPOLD BENDA, GERD LÜTTIG & HEINRICH SCHNEEKLOTH, Hannover

Abstract: The official character of congresses of national or international level often prejudices rather than stimulates the discussions on value of possibilities of biostratigraphic research in the Pleistocene. The speakers deliver their elaborated material with scientific caution; the participants in the discussions restrict and weigh their explanations to an absolutely sound and defensible measure. Proposals and incitations often import for research, indications to problems not mastered yet to which, however, one or the other hearer would be able to offer a solution, are not uttered. Significant findings only seemingly immaterial are lost between other words, and ideas of great general meaning remain unexpressed.

Reflections on this state of affairs were the impetus for the idea to invite and combine, from time to time, those scientists who are concerned with biostratigraphic operations in the North European Pleistocene, to an *inofficial* meeting where all problems and results of biostratigraphic work may openly be discussed without concealing vaguenesses, difficulties, obscurities and absurdities.

The first meeting of this working group took place on June 22, 1965, in the Nieders. Landesamt für Bodenforschung (German Geological Survey) 3 Hannover-Buchholz, Alfred-Bentz-Haus. The publication reports on the problems discussed during this meeting which are, briefly, the following:

- 1) Palynological characteristic of the youngest Upper Pliocene
- 2) Vegetational development of the older Interglacial Periods under special consideration of the Interglacials of the type Cromer
- 3) New findings and ideas on the Holstein Interglacial
- 4) Discussion on the complex "Ohe" - "Gerdau" - "Treene"
- 5) Debate on the Early Weichsel-Interstadial epochs
- 6) Exist intervals prae Bölling?
- 7) Palynological arguments respecting the delineation Pleistocene - Holocene
- 8) What is an Interglacial?
- 9—11) Technical questions.

The reports on the working group's meeting shall regularly be published at an appropriate place.

Subsequently to the discussions, a study tour was made that led the participants to some of the most important exposures of thermomer periods in the mountainous regions of South Hannover and in the Lüneburg Heath, i. e. to the following:

Pre-Holstein Interglacial of *Bilshausen*
Holstein Interglacial of *Elze*, *Northheim* and *Munster*
Eem Interglacial of *Nedden-Averbergen* and
thermomer of *Gerdau* (Uelzen).

The personal immediate contact with the Interglacial occurrences in situ proved to be extremely stimulating for the subsequent debates. Repetitions of such meetings are, therefore, considered to be very desirable and are planned to take place in informal regularity. Colleagues interested in these discussions are requested to contact G. LÜTTIG.

0.

Die Diskussion über Wert und Möglichkeiten biostratigraphischer Forschung im Pleistozän wird, soweit sie auf Kongressen auf nationaler oder internationaler Ebene geführt wird, durch den offiziellen Charakter der Veranstaltung oftmals eher erschwert als angeregt. Die Vortragenden beschränken ihren Stoff mit wissenschaftlicher Vorsicht, die Diskussionsredner messen ihre Äußerungen auf das Gesicherte und Vertretbare ab. Für die Forschung wichtige Anregungen, Hinweise auf Probleme, die noch nicht bewältigt sind, zu denen aber der eine oder andere der Zuhörer möglicherweise eine Lösung wüßte, werden nicht ausgesprochen. Bedeutsame und nur scheinbar nebensächliche Feststellungen klingen nur zwischen den Worten mit, für die Allgemeinheit wichtige Gedanken bleiben unausgesprochen. Deshalb ist die Resonanz eines Vortrages oft unbefriedigend. Der Vortragende verläßt das Podium ungetröstet, seine Unklarheiten, die auszusprechen er sich scheut, muß er an seine Arbeitsstätte zurücktragen, wenn nicht das Folgende eintritt:

Eine private Unterhaltung im kleinen Kreis gibt ihm zu erkennen, daß der Forscher X die gleichen Schwierigkeiten erkannt hat. Möglichkeiten der Beseitigung werden diskutiert. Man stellt fest, daß man auf dem gleichen Wege ist, gibt dem anderen einen entsprechenden Rat und beschließt, den Kontakt über den kurzen Weg der offiziellen Schaustellung vorzuziehen.

1.

Einer ähnlichen Unterhaltung zwischen W. ZAGWIJN und G. LÜTTIG entsprang die Idee, die mit biostratigraphischen Arbeiten im nordeuropäischen Pleistozän befaßten Forscher von Zeit zu Zeit zu einer z w a n g l o s e n Zusammenkunft einzuladen, auf der die Probleme und Ergebnisse der Biostratigraphie offen und ohne Vertuschung von Unklarheiten, Schwierigkeiten, Ungereimtheiten besprochen werden sollten. Eine Befragung mehrerer Kollegen ergab allseitige Zustimmung zu diesem Plan.

Daraufhin rief G. LÜTTIG als Vertreter des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung (NLfB), Hannover, zu einer ersten Zusammenkunft einer Arbeitsgruppe auf. Diese fand am 22. 6. 1965 in den Räumen des NLfB, Hannover-Buchholz, Alfred-Bentz-Haus, statt.

2.

Die „Arbeitsgruppe für Biostratigraphie des Pleistozäns im nordeuropäischen Vereisungsgebiet“ konstituierte sich mit folgenden Mitgliedern:

SVEND A. ANDERSEN, Charlottenlund
FRITZ-RUDOLF AVERDIECK, Kiel
LEOPOLD BENDA, Hannover
HANS-JÜRGEN BEUG, Göttingen
GÜNTHER VON DER BRELIE, Krefeld
KLAUS ERD, Berlin

RUDOLF HALLIK, Hamburg
GERD LÜTTIG, Hannover
BURCHARD MENKE, Kiel
HEINRICH SCHNEEKLOTH, Hannover
RICHARD WEST, Cambridge
WALDO ZAGWIJN, Haarlem

Als Gäste waren anwesend:

O. SICKENBERG und
H.-O. GRAHLE, beide Hannover
K. ERD und W. ZAGWIJN waren an der Teilnahme verhindert.
H. J. BEUG ließ sich durch cand. rer. nat. GRÜGER,
R. WEST durch CHARLES TURNER

vertreten.

3.

Vor Eintritt in die den Teilnehmern übersandte Tagesordnung wurden die Fragen der Thema-Stellung, der personellen Zusammensetzung sowie der Beziehung der Arbeitsgruppe zu offiziellen Gremien erörtert. Dabei wurde überwiegend für vorläufige Konzentration auf die paläobotanische Arbeitsrichtung plädiert, wiewohl klar ist, daß allmählich in immer stärkerem Maße Paläozoologen zu den Zusammenkünften hinzugezogen werden müssen. Die Anwesenheit dreier vorwiegend paläozoologisch arbeitender Forscher (GRAHLE, LÜTTIG, SICKENBERG) war von großem Gewinn. Allgemein wurde die Beschränkung des Kreises auf eine nicht zu große Anzahl von Kollegen als der Sache dienlich bezeichnet.

Das Hinzunehmen schwedischer, polnischer, tschechischer und einiger weniger russischer Paläobotaniker wurde als sehr erwünscht betrachtet. Eine Anhebung des organisatorischen Status der Arbeitsgruppe soll aber nur allmählich erfolgen, damit nicht der — wie eingangs geschildert — beabsichtigte Effekt durch zu große Ausweitung des Kreises wieder verloren geht.

4.

Die aufgestellte Tagesordnung umfaßte folgende Punkte:

1. Palynologische Charakteristik des jüngsten Ober-Pliozäns
2. Vegetationsentwicklung der älteren Interglaziale mit besonderer Berücksichtigung der Interglaziale vom Typ Cromer
3. Neubefunde und Ansichten über das Holstein-Interglazial
4. Diskussion des Fragenkomplexes „Ohe“ - „Gerdau“ - „Treene“
5. Aussprache über die Frühweichsel-Interstadiale
6. Gibt es Intervalle prae Bölling?
7. Palynologische Argumente zur Grenzziehung Pleistozän - Holozän
8. Was ist ein Interglazial?
9. Diskussion über die Aufnahme weiterer Mitglieder
10. Wahl des Ortes der nächsten Zusammenkunft
11. Verschiedenes.

Mit Rücksicht auf die Zwanglosigkeit der Diskussion wird auf die Wiedergabe jeder einzelnen Äußerung zu den verschiedenen Punkten verzichtet. Dadurch würde der Charakter der Unterhaltung negativ beeinträchtigt, der Zweck der Zusammenkunft illusorisch gemacht. Wir beschränken uns daher lediglich auf die Wiedergabe des Tenors der Diskussion und beschreiben diese wie folgt.

4. 1. Palynologische Charakteristik des jüngsten Oberpliozäns

Die palynologische Charakteristik der älteren Warmzeiten des Pleistozäns ruht in entscheidender Weise auf der Beziehung zum jüngstpleistozänen Vegetationsbild. Daher ist eine schlüssige Definition der jüngsten präquartären Flora wünschenswert. W. ZAGWIJN (1959, 1960) hat die vegetationsgeschichtliche Beschreibung der stratigraphischen Einheiten des Plioziäns durch Untersuchungen niederländischer Vorkommen außerordentlich bereichert. Die Frage, inwieweit die niederländische Oberpliozän-Zonierung auf weiter östlich gelegene Gebiete übertragbar ist, wurde eingehend diskutiert. VON DER BRELIE gab dazu bemerkenswerte Ausführungen. Offensichtlich ist die niederländische Zonierung im wesentlichen biofaziellen und nicht biostratigraphischen Inhalts. Außerdem liegt die internationale biostratigraphische Terminologie der Untereinheiten des Plioziäns sehr im argen. Es empfiehlt sich daher, nicht von einer Zonierung Reuver a-b-c, stattdessen besser z. B. von „oberem“ oder „höherem Plioziän vom Typ Reuver“ zu sprechen.

4. 2. Vegetationsentwicklung der älteren Interglaziale mit besonderer Berücksichtigung der Interglaziale vom Typ Cromer

Die relativ geringe Anzahl der bisher aufgefundenen Altpleistozän-Interglaziale und ihre z. T. erheblich voneinander abweichenden pollenfloristischen Merkmale sind Ursache dafür, daß die biostratigraphische Gliederung des Altpleistozäns immer noch schwerwiegende Lücken aufweist. So können wir nicht sicher sein, daß alle Vorkommen, die bisher als „Cromer“ eingestuft wurden, auch tatsächlich ein und derselben Warmzeit zugeordnet werden dürfen.

TURNER berichtete über die gegenwärtige Neubearbeitung eines weiteren Profils aus dem Cromer-Forest-Bed durch R. G. WEST (vgl. dazu auch WEST & WILSON 1966). Bemerkenswerterweise folgt in diesem Profil auf die EMW-Zeit zunächst ein an *Carpinus* und darauf ein an *Abies* reicher Abschnitt, eine Entwicklung also, die von dem von THOMSON in (WOLDSTEDT 1950) und DURGAN (1963) bearbeiteten, ca. 1 km entfernten Profil aus derselben Lokalität deutlich abweicht. Unter dieser Folge, getrennt durch Tone mit *Betula nana* („Beestonian“), soll ein weiteres Interglazial („Pastonian“) liegen.

GRÜGER gab interessante Anmerkungen über die Bedeutung der Ulme in einem noch in Bearbeitung befindlichen als prä-Holstein aufgefaßten Profil aus einem Erdfallgebiet im Elm (inzwischen publiziert durch GOEDEKE, GRÜGER & BEUG 1966). Parallelen zum Interglazial von Bils- hausen, Westerhoven und vor allem Harreskov (ANDERSEN 1965) machen die Wahrscheinlichkeit recht groß, daß dem frühzeitlichen Ulmenmaximum für gewisse altpleistozäne Interglaziale Leitcharakter zukommt. Das von LÜTTIG & REIN (1954) mit Cromer verglichene Interglazial von Bils- hausen wurde inzwischen von H. MÜLLER (1965) neu bearbeitet (vgl. auch LÜTTIG 1965). Die Vor- behalte bezüglich der Korrelierung mit Cromer kommen im Vorschlag von LÜTTIG & MAARLEVELD (1962) zum Ausdruck, die für diese Warmzeit den Namen Rhume-Warmzeit (stratum typicum Bils- häuser Ton) vorschlugen.

Auf die Bedeutung der Paläozoologie gerade für diesen Zeitabschnitt wies SICKENBERG hin: zeigt doch die Säugetierentwicklung unterhalb des „Cromer“ den schärfsten „Sprung“ während des ganzen Quartärs.

Die Teilnehmer kamen zu der Ansicht, für die altpleistozänen Interglaziale einstweilen tunlichst nur die Lokalbezeichnungen zu verwenden. Der Auffindung stratigraphisch gesicherter prä-Holstein-Interglaziale solle künftig besondere Beachtung geschenkt werden. Als mögliche Ansatzpunkte dafür dürften vor allem Subrosionssinken an den norddeutschen Salzstöcken, das niederländische Senkungsgebiet und die Hessischen Gräben gelten.

4. 3. Neubefunde und Ansichten über das Holstein-Interglazial

Die Inventur der bekannten Holstein-Vorkommen deckt auf, daß die Zahl der stratigraphisch gesicherten Profile noch außerordentlich gering ist. Aus Norddeutschland können dazu praktisch nur die von HALLIK (1960) bearbeiteten Interglaziale von Hummelsbüttel und Wiechel, die eine leidlich umfangreiche Vegetationsentwicklung aufweisen, beigetragen werden.

Es wurde auf das von ERD bekannt gemachte (DEUQUA-Tagung, Lüneburg 1964) Profil in Pritzwalk/Prignitz hingewiesen, in dem 2 warmzeitliche humose Schichten, durch 20 m Sandmittel getrennt, übereinander liegen. Eine dieser Warmzeiten, das „Dömnitz-Interglazial“, weist in Bezug auf das Verhalten von Fichte und Tanne gewisse Unterschiede zum normalen Holstein-Sukzes- sionstyp auf. Es fragt sich, ob hier Parallelen gesehen werden dürfen zu dem Interglazialprofil bei Lamstedt, in dem zwei marine Phasen durch eine brackische Phase verbunden sein sollen.

MENKE gab einen aufschlußreichen Einblick in die bisherigen Ergebnisse der Bearbeitung des marinen Holstein-Interglazials von Wacken (bei Itzehoe). Es ist zu hoffen, daß dieses Vorkom- men u. a. auch einen Beitrag zur Paläogeographie des Holstein-Interglazials im norddeutschen Küstenraum liefert. Eine ausführliche Diskussion über das marine Holstein-Interglazial und mit

ihm vergesellschaftete organogene limnische Ablagerungen wird in der im Geologischen Jahrbuch (Bd. 84 oder 85) erscheinenden Arbeit von B. MENKE enthalten sein.

ANDERSEN machte auf die in den höheren Schichten der Holstein-Profile meist noch viel zu wenig beachteten Pollenfunde von *Pterocarya* aufmerksam. Das von ANDERSEN (1965) beschriebene Profil von Vejlby in Dänemark zeigt den ganzen interglazialen Vegetationsablauf der Holstein-Zeit, und zwar mit zwei Interstadialen im Hangenden.

Besonderes Augenmerk sollte auf die Auffindung weiterer stratigraphisch gesicherter Holstein-Interglaziale gelegt werden. Es fehlt bisher immer noch an einem den gesamten vegetationsgeschichtlichen Ablauf umfassenden Profil, das biostratigraphisches Fundament für die bisher bearbeiteten Vorkommen sein könnte.

4. 4. Diskussion des Fragenkomplexes „Ohe“ - „Gerdau“ - „Treene“

Der Schwerpunkt der zu diesem Thema regen Diskussion lag erst am übernächsten Tage bei der Besichtigung des Exkursionspunktes „Gerdau“. Im Tal des Flüsschens Gerdau, etwa 12 km westlich von Uelzen, entdeckte LÜTTIG bei Kartierungen ein mehrere Meter mächtiges, vorwiegend aus subaquatischen Sedimenten (Gytjen und humosen Schluffen) aufgebautes Interglazial. Die Schichtfolge einiger randlicher, wie auch zentraler Partien dieses Interglazials zeigt Lagerungsstörungen, die auch durch unmittelbar glaziäre Einflüsse gedeutet werden können. BENDA datierte das Vorkommen von Gerdau pollenanalytisch in zahlreichen Parallelprofilen als eindeutiges Eem.

Dieses Vorkommen ist nicht ident mit dem Stratum typicum von LÜTTIGs Gerdau-Interstadial (1958), liegt aber in unmittelbarer Nähe.

Die Diskussion entzündete sich insbesondere an der Frage: Geht das Warthestadial, wie heute meist angenommen, der Eem-Warmzeit voraus, oder ist es auch im Hinblick auf die Befunde von Gerdau womöglich in die frühe Weichsel-Eiszeit einzuordnen? An Argumenten für die gegenwärtige Auffassung wurden angeführt:

- 1) der Mangel an offenen Seen zwischen Weichsel- und Warthe-Eisrandlage,
 - 2) das Vorkommen von Trockentälern in diesem Bereich,
 - 3) der Mangel an gestauchten Eem-Vorkommen außerhalb des Randes der Weichsel-Vereisung
- Zugunsten der Auffassung, Warthe sei in Frühweichsel einzuordnen, ließen sich hingegen u. a. folgende Gesichtspunkte anführen:

- 1) Die Böden der Warthemoränen haben mit den Böden der Weichselmoränen größere Ähnlichkeit als mit denen der Drenthemoränen.
- 2) Ein Meereshodstand zwischen Drenthe und Warthe ist bisher nicht nachgewiesen.
- 3) Die Warthemoränen sind morphologisch den Weichselmoränen viel ähnlicher als denen der Saalezeit.
- 4) Auch die Geschiebeführung der Warthemoränen zeigt engere Beziehungen zur Weichsel als zur Saalevereisung.
- 5) Warthezeitliche Terrassen sind bisher unbekannt.
- 6) Wo bislang kontinuierliche Profile bearbeitet worden sind, zeigt sich, daß zwischen Holstein- und Eem-Interglazial keine Andeutung einer bemerkenswerten Warmzeit zu erkennen ist.

Die lebhafteste Diskussion machte deutlich, daß unser Wissen um die stratigraphische Gliederung in diesem Abschnitt des Pleistozäns offenbar doch noch weniger gefestigt ist, als es gemeinhin in Literatur und Kongreßvorträgen den Anschein hat. Die Teilnehmer erkannten die Notwendigkeit an, diesem Problem künftig erhöhte Aufmerksamkeit zu widmen. Eine Publikation von BENDA & LÜTTIG über den Fragenkreis ist in Vorbereitung.

4. 5. Aussprache über die Frühweichsel-Interstadiale

Im Laufe der letzten 10 Jahre sind in Dänemark, den Niederlanden und in Deutschland eine Reihe frühweichselinterstadialer Profile sehr eingehend bearbeitet, und darauf aufbauend, erste biostratigraphische Gliederungen ermöglicht worden. Unsicherheiten bestehen u. a. noch in der Bewertung des Pollentyps *Picea omoricoides* als Leitfossil für gewisse Frühweichsel-Interstadiale. SCHNEEKLOTH verwies auf das Profil von Oerrel (SELLE 1965), in dem entgegen den Feststellungen an anderen Vorkommen im nördlichen Mitteleuropa, Pollen vom *Picea omoricoides*-Typ nicht nur in dem als „Brörup“ eingestuft, sondern in noch höherem Maße in einem im gleichen Profil darübergelegenen Interstadial auftritt.

Die Diskussion über vegetationsgeschichtliche Probleme der Frühweichselinterstadiale wurde von AVERDIECK mit bemerkenswerten Ergebnissen des von ihm neuerdings bearbeiteten Profils von Odderade bereichert. Odderade muß danach als wichtiges Bindeglied zwischen den dänischen und den norddeutschen Vorkommen besondere Beachtung geschenkt werden.

Mit Hinweisen auf die bei der Interpretation von Pollendiagrammen häufig vernachlässigten Beziehungen zwischen Fazies und paläobotanischer Charakterisierung lenkte HALLIK die Diskussion

auf die bedeutsame Frage, wieweit minerogene Sedimentation hier als Äquivalent kaltzeitlicher Phasen angesehen werden darf.

Sehr begrüßt wurden die Erfolge des ^{14}C -Laboratoriums Hannover, in dem M. GEYH den Meßbereich auch für kleine Probenmengen auf 60 000 Jahre erweitern konnte. Im Hinblick auf die Gliederung der Frühweichselinterstadiale wird die in nächster Zeit zu erwartende Erweiterung des Meßbereichs auf 70 000 Jahre von grundlegender Bedeutung sein. Die Einsendung von Probenmaterial mit einem Alter von voraussichtlich 30 000 bis 70 000 Jahren wird vom ^{14}C -Laboratorium Hannover angeregt.

4. 6. Gibt es Intervalle prä Bölling?

und

4. 7. Palynologische Argumente zur Grenzsicherung Pleistozän - Holozän

Die Diskussion ging insbesondere um vor allen bei der INQUA diskutierte internationale Bestrebungen, die Grenze Pleistozän/Holozän unterhalb des Bölling anzusetzen. Im Mittelpunkt stand die Frage, ob jene großklimatische Inzision, die den Beginn des Holozän bestimmen sollte, tatsächlich an der Wende Jüngere Dryas/Präboreal liegt. Ohne den recht komplexen Problemkreis an dieser Stelle hinreichend ausleuchten zu können, sprechen doch eine beachtliche Anzahl von Argumenten für die bisherige Handhabung.

4. 8. Was ist ein Interglazial?

Der Tagesordnungspunkt wurde auf einen späteren Zeitpunkt zurückgestellt.

4. 9. Diskussion über die Aufnahme weiterer Mitglieder

Vorschläge über die Aufnahme weiterer Forscher in die Arbeitsgruppe wurden diskutiert, und entsprechende Einladungen ergehen mit dem Bericht an die entsprechenden Kollegen.

4. 10. Wahl des Ortes der nächsten Zusammenkunft

Die Zusammenkünfte des Arbeitskreises sollen keinesfalls in eine leere Routine abgleiten. So waren sich alle Teilnehmer darin einig, die Tagungen vorerst nur in 2jährigem Turnus, u. U. im Anschluß an andere geeignete Fachkongresse abzuhalten. Nähere Vorschläge für die nächste Zusammenkunft folgen.

4. 11. Verschiedenes

Berichte über die Zusammenkünfte der Arbeitsgruppe sollen an geeigneter Stelle regelmäßig publiziert werden. LÜTTIG schlug vor, auch Doktoranden, die über biostratigraphische Probleme des Quartärs arbeiten, als Gäste zu den Tagungen des Arbeitskreises einzuladen.

5. Exkursionen

Am 23. und 24. 6. führte eine Exkursion die Teilnehmer des Arbeitskreises an einige der wichtigsten Interglazialaufschlüsse im südhannoverschen Bergland und in der Lüneburger Heide.

Besucht wurden

das prä-Holstein-Interglazial von Bilshausen
die Holstein-Interglaziale von Elze, Northeim und Munster
das Eem-Interglazial von Neden-Averbergen und
das Thermomer von Gerda u.

Lagekarten, Pollendiagramme, Profildarstellungen u. a. wichtige Erläuterungen, in einem Exkursionsführer zusammengestellt, dienten als Fundament der weiteren Diskussion am Aufschluß.

Der persönliche, unmittelbare Eindruck von den Interglazial-Vorkommen *in situ* erwies sich als außerordentlich anregend auf die Aussprache, insbesondere über stratigraphische Probleme. Als Vorteil wurde empfunden, daß die relativ geringe Größe des Teilnehmerkreises nicht an ein starres Einhalten der — bei größeren Exkursionen meist notwendigerweise straffen — Zeitplanung band, sondern daß diese von Aufschluß zu Aufschluß zwanglos der jeweiligen Entwicklung der Diskussion angepaßt werden konnte.

6. Angeführte Schriften

- ANDERSEN, SVEND Th.: Interglacialer og interstadialer: Danmarks Kvartaer. Meddel. dansk. geol. Foren. **15**, 4, 486-506, København 1965.
- DUIGAN, SUZANNE L.: Pollen Analyses of the Cromer Forest Bed Series in East Anglia. Philos. Transact. roy. Soc. London (B) **246**, 149-196, London 1963.
- GOEDEKE, R., GRÜGER, E. & BEUG, H.-J.: Zur Frage der Zahl der Eiszeiten im Norddeutschen Tiefland. Erdfalluntersuchungen am Elm. Nachr. Akad. wiss. Göttingen, II. math.-phys. Kl. (1965) **15**: 207-212, Göttingen 1966.
- HALLIK, RUDOLF: Die Vegetationsentwicklung der Holstein-Warmzeit in Norddeutschland und die Altersstellung der Kieselgur lager der südlichen Lüneburger Heide. Z. deutsch. geol. Ges. **112**, 2, 326-333, Hannover 1960.

- LÜTTIG, GERD: Methodische Fragen der Geschiebeforschung. Geol. Jb. **75**, 361-418, XVII-XIX, Hannover 1958. - - The Bilshausen Type Section, West Germany. Geol. Soc. Amer. spec. Pap. **84**: 159-178, New York 1965.
- LÜTTIG, GERD & MAARLEVELD, G. C.: Über altpleistozäne Kiese in der Veluwe. Eisz. u. Gegenw. **13**, 231-237, Öhringen 1. 9. 1962.
- LÜTTIG, GERD & REIN, U.: Das Cromer-(Günz/Mindel-) Interglazial von Bilshausen (Unter-Eichsfeld). Geol. Jb. **70**, 159-166, Hannover 1954.
- MÜLLER, HELMUT: Eine pollenanalytische Neubearbeitung des Interglazial-Profiles von Bilshausen (Unter-Eichsfeld). Geol. Jb. **83**, 327-352, Hannover 1965.
- SELLE, WILLI: Ergebnisse einer Kernbohrung in Oerel, Kr. Bremervörde; drei Interstadiale über Ablagerungen des Eem-Interglazials. Mit einer Einführung und einem Nachtrag von HEINRICH SCHNEEKLOTH. Z. deutsch. geol. Ges. **115**, 1, 109-117, Hannover 1965.
- WEST, R. G. & WILSON, D. G.: Cromer Forest Bed Series. Nature **209**, 5022, 497-498, London 29. 1. 1966.
- WOLDSTEDT, PAUL: Das Vereisungsgebiet der Britischen Inseln und seine Beziehungen zum festländischen Pleistozän. Geol. Jb. **65**, 621-640, Hannover 1950.
- ZAGWIJN, WALDO H.: Zur stratigraphischen und pollenanalytischen Gliederung der pliozänen Ablagerungen im Roertal-Graben und Venloer Graben der Niederlande. Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **4**, 5-26, Krefeld 1959. - - Aspects of the Pliocene and early Pleistocene Vegetation in the Netherlands. Diss. 78 S., Maastricht 1960.

Manusk. eingeg. 23. 6. 1966.

Anschrift der Verf.: Dr. L. Benda, Dr. G. Lüttig, Dr. H. Schneekloth, sämtlich Niedersächs. Landesamt f. Bodenforschung, 3 Hannover-Buchholz, Alfred-Bentz-Haus.

C. Buchbesprechungen

DIETRICH HAFEMANN: **Die Niveauperänderungen an den Küsten Kretas seit dem Altertum nebst einigen Bemerkungen über ältere Strandbildungen auf Westkreta.** 84 S., 4 Textabb., 8 Taf. Mainz (Verlag Akad. Wiss. u. Lit.) Abh. math.-naturw. Kl., Jg. 1965, Nr. 12, S. 605—688. Preis kart. DM 9,40.

Alte Strandlinien auf Kreta finden schon seit mehr als einem Jahrhundert wissenschaftliches Interesse. Der Verfasser hat es übernommen, die bisher veröffentlichten Angaben zu überprüfen und durch neue Beobachtungen zu ergänzen. Die Untersuchungen umfassen einerseits gehobene Strandlinien mit alten Steilufern, Abrasionsplattformen, Lösungskehlen, Bohrmuschellöchern und Kalkalgenablagerungen sowie ihre Verknüpfung mit historischen Bauwerken und andererseits Kulturreste unter dem heutigen Meeresspiegel.

Die gehobenen Strandlinien sind auf Westkreta beschränkt. Unter ihnen hat die jüngste die größte Verbreitung. Sie findet sich an allen für ihre Ausbildung geeigneten Stellen von der Suda-Bucht an der Nordküste über die Westküste bis zur Plaka-Bucht an der Südküste. Die Höhe der Strandlinie nimmt von E nach W zu und erreicht bis mehr als 7 m Höhe über dem Meeresspiegel, ohne daß die Höhenzunahme gleichmäßig wäre. Nach C^{14} -Datierungen der zugehörigen Kalkalgensäume müssen die Niveauperänderungen nach dem 3. Jh. n. Chr. erfolgt sein. Ihre Ursache kann nur in tektonischen Vorgängen gesucht werden.

Die älteren Strandlinien haben innerhalb des gleichen Gebietes eine geringere Ausdehnung. Die tiefere von beiden ist älter als die schon erwähnte jüngste, erreicht aber nur eine größte Höhe von 3,50 bis 4 m über dem heutigen Meeresspiegel. Noch älter ist eine in 8 bis 8,50 m Höhe liegende Abrasionsplattform. Eine Datierung dieser Bildungen war bisher nicht möglich. Außerdem gibt es weitere Spuren noch höherer Wasserstände, die aber zu fragmentarisch sind, um eine Ausdeutung zu erlauben. Aus diesen Beobachtungen ergibt sich ein mehrfacher Wechsel von Hebungen und Senkungen, deren Ursache in lokalen tektonischen Vorgängen gesucht wird.

In Mittel- und Ostkreta fehlen vergleichbare Erscheinungen, dafür zeigen aber heute unter dem Meeresspiegel liegende Reste antiker Bauten, Steinbrüche und Grabkammern einen relativen Wasseranstieg an. Die Schwierigkeit bei der Auswertung liegt darin, daß sie zunächst nur einen Mindestbetrag der Niveauperänderungen angeben, da vielfach nur schwer abzuschätzen ist, wie hoch die Anlagen ursprünglich über dem Meeresspiegel errichtet worden waren. Großer Aussagewert wird aber der Tatsache beigemessen, daß die Absenkungsbeträge vieler gleich alter Baureste nicht nur in Mittel- und Ostkreta, sondern nach anderen Untersuchungen des Verf. weithin im Mittelmeerraum gut übereinstimmen. Wenn diese, was für viele Fälle angenommen wird, ursprünglich direkt am Meeresufer gestanden haben, müssen die Beträge die eustatischen Niveauperänderungen widerspiegeln. Daraus wird ein eustatischer Wasseranstieg von 2 m seit der späten römischen Kaiserzeit, etwa dem 3. Jh., und von 2,80 m seit der klassisch-griechischen Zeit gefolgert.

Somit ergibt sich in der Untersuchung als Gesamtbild ein allgemeiner eustatischer Wasseranstieg bei Unterschieden im tektonischen Verhalten des Landes. Während in Mittel- und Ostkreta tektonische Ruhe herrschte, wurde der eustatische Wasseranstieg im W der Insel durch eine tektonisch bedingte Hebung übertroffen. Dort finden sich außerdem Spuren eines ebenfalls als tektonisch angesehenen mehrfachen Wechsels von Hebung und Senkung vor dem Altertum. Die in älteren Arbeiten vertretene Ansicht einer allgemeinen Kippung der Insel wird abgelehnt.

In diese Vorstellung fügen sich jedoch einige Beobachtungen in Mittel- und Ostkreta nicht recht ein. Sie lassen nur einen geringeren Betrag des Wasseranstieges zu, statt 2 m in nachrömischer Zeit nur etwa 1 m. Hier stellt der Verf. die Frage, ob die archäologische Datierung der Anlagen zutrifft, oder ob vielleicht lokale tektonische Hebungen erfolgt sind, wie dies z. B. im Zusammenhang mit Erdbeben möglich sein könnte. Der Verf. erwartet eine Lösung der Schwierigkeiten durch zukünftige archäologische Untersuchungen und gibt noch keine abschließende Stellungnahme.

In diesem Zusammenhang ist nur zu bemerken, daß die vom Verf. vor allem im Mittelmeerraum abgeleiteten Beträge für den eustatischen Wasseranstieg in nachrömischer Zeit höher sind, als sie in der Mehrzahl vergleichbarer Arbeiten in anderen Gebieten angegeben werden. Der Frage eventueller tektonischer Bewegungen in allen Teilen der Insel mit oder ohne Verknüpfung mit Erdbeben könnte also vielleicht doch eine größere Bedeutung zukommen. Es fehlt auch eine Auseinandersetzung mit den in den letzten Jahren diskutierten Kurven des eustatischen Wasseranstieges mit ihrem phasenhaften Verlauf, der bei den komplizierten Vorgängen in Westkreta eine Rolle spielen könnte. Es dürfte allerdings schwierig sein, aus dem bisherigen Beobachtungsmaterial, vor allem wegen des Fehlens einer Datierung der älteren Strandlinien, schon eine Antwort zu geben. Hier liegen aber interessante Fragestellungen für künftige Arbeiten.

R. Köster.

SCHAEFFER, O. A. & ZÄHRINGER, J. (edit.): **Potassium Argon dating**. 234 S. Berlin-Heidelberg-New York (Springer-Verlag) 1966. Preis 42.40 DM.

Die absolute Altersbestimmung mit Hilfe des radioaktiven Zerfalls von Kalium 40 scheint für Quartärgeologen in mancher Beziehung noch wichtiger zu werden als die C^{14} -Methode, weil sie auch das ältere Quartär umfaßt; zum mindesten ergänzen sich beide Verfahren ausgezeichnet, denn für die jüngsten Teile des Quartärs (die der C^{14} -Datierung zugänglich sind) lassen sich K-Ar-Datierungen kaum durchführen. Unter diesen Umständen ist eine Darstellung der Methode, ihrer technischen Voraussetzungen, Schwierigkeiten und bisherigen Ergebnisse von großem Wert, auch wenn Vieles noch im Fluß ist. Über die historische Entwicklung gibt der verstorbene F. G. HOUTERMANS einen kurzen, lesenswerten Rückblick; er weist auch auf Irrwege und zufällig gefundene Wege hin (und charakterisiert dabei u. a. den C^{14} -Forscher H. E. SUSS mit den witzigen Worten: This author is noted for the fact that he comes to right conclusions on very scanty evidence or no evidence at all). Für den Quartärforscher sind die Kapitel über die K-Ar-Datierung von Sedimenten (von P. M. HURLEY), über das Problem der Verunreinigung der Proben (von G. H. CURTIS) und über Tektite (von O. A. SCHAEFFER) von besonderem Interesse. Unter den Mineralien, die man mit K-Ar datieren kann, ist auch der häufige Glaukonit; allerdings ergibt er in der Regel zu niedrige Alterszahlen. Tiefseesedimente dagegen erscheinen zu alt, weil das Alter des sedimentierten Detritus und nicht das Alter der Sedimentation bestimmt wird. Die Methode hat ihre Grenzen nicht so sehr in dem technischen Verfahren, als vielmehr in dem Problem der Verunreinigung durch andersaltriges K^{40} . Je jünger die Probe ist, desto gravierender wird dieser Einfluß. Ein warnendes Beispiel sind Eifel-Sanidine, deren C^{14} -Alter 12 000 Jahre ist — die K-Ar-Datierung dagegen erbrachte Altersangaben zwischen 200 000 und über 700 000 Jahren! Die Fehlerquelle der Verunreinigung erfordert also größte Aufmerksamkeit. Sie ist bei Tuffen besonders häufig, weniger dagegen bei Laven.

Bei vielen K-Ar-Altersangaben muß man also skeptisch sein. Trotzdem darf man wohl mit einer einigermaßen gesicherten absoluten Zeittafel des gesamten Quartärs in naher Zukunft rechnen. — Das ausgezeichnete Buch ist Professor Wolfgang GENTNER-Heidelberg, einem der Pioniere der K-Ar-Methode, zum 60. Geburtstag gewidmet. M. Schwarzbach.

MARTIN SCHWARZBACH: **Climates of the Past**. An Introduction to Paleoclimatology. Translated by Richard O. Muir. 328 S. mit 134 Abb. London (D. van Nostrand Company, Ltd) 1963.

Das Buch, dessen deutscher Urtext hier bereits besprochen wurde (E u. G 12, S. 231/2), ist im wesentlichen unverändert übersetzt worden. Eine Reihe von Abbildungen sind etwas vergrößert worden, was kein Nachteil ist. Auch sind kleine Unrichtigkeiten, die in der deutschen Fassung vorhanden waren, korrigiert worden. So ist in Tab. 39 als Meeresspiegel des Postglazialen Optimums die Nizza-Terrasse mit 2—3 m (statt der Tapes-Terrasse in 8 m) angegeben worden. Es fehlt hier aber die wichtigste Terrasse der Riß/Würm-Interglazialzeit, die Monastirium II- oder Ouljium-Terrasse in 7—8 m. Es seien mit Rücksicht auf eine Neuauflage noch ein paar Kleinigkeiten vermerkt. In Tabelle 48 wird für die Letzte Interglazialzeit nach C^{14} -Bestimmung 30 000 bis 40 000 Jahre angegeben, statt 70 000. Auf S. 197 wird zum Weiterlesen GILL (1953) empfohlen. Man findet aber GILL (1953) nicht im Literatur-Verzeichnis. GILL (1956) bezieht sich nur auf Australien.

Doch sind das alles Kleinigkeiten gegenüber dem großen Reichtum des Buches.

P. Woldstedt.

V. TOEPFER: **Tierwelt des Eiszeitalters**, VII, 198 S., 46 Abb., 20 Taf. Leipzig (Akadem. Verlagsges. Geest & Portig K.G.) 1963. Gr. 8°, Preis gebd. 32.— DM.

Ein wertvolles Buch, womit der Verf. eine oft empfundene Lücke füllt. Nach einleitenden Ausführungen über die Gliederung und absolute Zeitrechnung des Eiszeitalters, über das Vorkommen der Faunen, ihre Lebensspuren und ihr Aussterben, über den stratigraphischen Wert der einzelnen Säugetiere, das Verhältnis der Tiere zur Umwelt und zum Menschen, schließlich über die Tiere des Eiszeitalters in zeitgenössischer Darstellung, folgen Ausführungen über die Knochen und Zähne der eiszeitlichen Tiere, die ja besonders wichtig zur Erkenntnis und Bestimmung der fossilen Formen sind.

Den wichtigsten Teil bildet dann eine genaue systematische Beschreibung der fossilen Tierwelt. Dabei werden Muscheln und Schnecken, Ostrakoden, Tausendfüßler, Insekten, Fische, Amphibien, Reptilien und Vögel verhältnismäßig kurz behandelt, ausführlich dagegen die Säugetiere, besonders auch die Kleinsäuger, die für eine genaue Altersbestimmung besonders wichtig und fast überall in genügender Menge vorhanden sind. P. Woldstedt.

ALFRED WIRTHMANN: **Die Landformen der Edge-Insel in Südostspitzbergen**. — Ergebnisse der Stauferland-Expedition 1959/60, Heft 2, 53 S., 30 Abb. Wiesbaden (Franz Steiner Verlag GmbH.) 1964.

Im Rahmen der Ergebnisse der Stauferland-Expedition 1959/60 legt ALFRED WIRTHMANN die „Landformen der Edge-Insel in Südwestspitzbergen“ vor. Die verhältnismäßig kleine Insel im

SE des Hauptlandes war bisher nahezu unbekannt. Sie ist etwa 400—500 m hoch und stellt eine in der Hauptsache nach E geneigte Hochfläche dar, die von breiten Trogtälern und schmalen Kerbtälern zerschnitten wird. Während die schmalen Kerbtäler noch fast unverändert sind, ist in den breiten Trogtälern die holozäne Abtragung gewaltig, insofern als hier die Solifluktion auf breiter Fläche angreifen kann. Zu den Formen des Dauerfrostbodens gehören 3 Pingos.

Die Höhenlage der Insel zum Meeresspiegel hat sich mehrfach geändert. Die höchsten holozänen Strandbildungen sind in 170 m Höhe beobachtet worden. Talfüllungen und Fossilien finden sich aber erst von 80 m an, was für eine sich verlangsamende isostatische Hebung spricht.

P. Woldstedt.

The Quaternary of the United States, a review volume for the VII Congress of the International Association for Quaternary Research, edited by H. E. WRIGHT, Jr., and DAVID G. FREY. — 922 S., viele Abb., Princeton, New Jersey, 1965.

Ein umfangreiches Werk über das Quartär der Vereinigten Staaten, mit 922 Seiten im Großformat, zweispaltig bedruckt, mit zahlreichen Abbildungen im Text.

Nach einer historischen Einleitung von R. F. FLINT sind die 55 Beiträge geteilt in Geologie, Biogeographie, Archäologie und Beiträge verschiedenen Inhalts. 7 Beiträge behandeln die verschiedenen Teile des vergletscherten Gebietes, 4 weitere die Gebiete in der Umrandung (Atlantikküste, Golfküste, Great Plains), 9 die Rocky Mountains vom Südwesten bis nach Alaska. Von den Beiträgen zur Biogeographie beschäftigen sich 8 mit der Phyto- und Palynologie der verschiedenen Gebiete, 10 mit Säugetieren, Vögeln, Reptilien, Amphibien, Fischen usw. In der Abteilung Archäologie behandeln 5 Arbeiten die Prähistorie der verschiedenen Gebiete. Im 4. Teil schließlich werden eine Reihe von Spezialproblemen erörtert, darunter die Geschichte des Kontinentalschelfs, die Isotopen-Chemie, die Paläopedologie, der Paläomagnetismus, die Tektonik usw.

Alle Gebiete werden von den besten Kennern bearbeitet, so daß das Buch eine vorzügliche Grundlage für alle Fragen des Quartärs der Vereinigten Staaten bietet. Nur eins scheint mir nicht genügend herausgearbeitet zu sein: es ist alles zu sehr auf die bekannten 4 Vereisungen vom Nebraskan bis zum Wisconsin aufgebaut; die Zeit vor dem Nebraskan wird kaum behandelt. Nur der Aufsatz von DEEVEY geht auf einige dieser Fragen ein.

P. Woldstedt.

SINIZIN, W. M.: **Paläoklimate Eurasiens. I. Paläogen und Neogen. II. Mesozoikum.** (Russisch). 168 + 168 S., 32 + 57 Abb. Leningrad 1965 und 1966.

Ogleich die beiden Bände nicht das Quartär behandeln, sind sie doch für jeden, der allgemeinen Fragen der Klimaentwicklung nachgeht, von Interesse. Die paläoklimatischen Karten zeigen viel mehr Details, als tatsächlich gesichert sind. Aber der Mut, solche Karten überhaupt zu zeichnen, ist zu begrüßen; sie regen zu Ergänzungen und zu weiterer Forschung an. Sie lassen sich im übrigen auch von demjenigen, der von der russischen Sprache nur die Schriftzeichen beherrscht, ganz gut benutzen.

M. Schwarzbach.

D. Verschiedenes

Die Subkommission für europäische Quartärstratigraphie der INQUA und ihre aktuellen Aufgaben

(Berichte der S.E.Q.S. 1)

Abstract: On the occasion of the INQUA Congress in Boulder, Colorado, in September 1965 a "Sub-Commission for European Quaternary Stratigraphy" has been constituted in the INQUA Commission 2 "Nomenclature and Stratigraphy of the Quaternary".

The head of the Sub-Commission has been elected as follows:

Full Members:	S. T. ANDERSEN, Charlottenlund P. I. KRASNOW, Leningrad V. LOŽEK, Prague F. M. SYNGE, Leicester
Secretary:	S. VAN DER HEIDE, Haarlem
Chairman:	G. LÜTTIG, Hannover

and additionally Corresponding Members from all European countries.

Their tasks will be

- 1) advising the Commission 5 of INQUA in all questions concerning the effects of stratigraphic definitions on the representation of the International Quaternary Map of Europe,
- 2) is stimulating the Quaternary scientists working in the different countries to furnish for their stratigraphic concepts such definitions that are equal to modern and up-to-date requirements,
- 3) to introduce into Quaternary stratigraphy the multiple modern stratigraphic division (litho-, bio- and chronostratigraphy),
- 4) to pick out those stratigraphic principles that shall be acknowledged as obligatory and shall be applied in Quaternary litho-, bio- and chronostratigraphy,
- 5) to transfer properly defined prototypes from the locus typicus or from the type region into other regions for the purpose of establishing a correlation scheme which could be valid for the whole of Europe.

Auf der letzten Sitzung der Kommission 5 der INQUA: „Internationale Quartärkarte von Europa“ in Boulder, Colorado, September 1965, traten bei der Besprechung der Legende Fragen stratigraphischer Natur auf, die die Farbgebung der bei der Bundesanstalt für Bodenforschung in Hannover redigierten Karte beeinflussen. Da die Kommission nicht die Aufgabe hat, stratigraphische Probleme zu klären, sondern eine flächenhafte Darstellung des europäischen Quartärs auszuarbeiten, wurde nach Beratung der Verfahrensmöglichkeiten der Antrag gestellt, die Kommission 2 „Nomenklatur und Stratigraphie des Quartärs“ möge eine „Subkommission für europäische Quartärstratigraphie“ bilden, die dann u. a. von der Kommission 5 aufgeworfene Fragen klären könne. Der Kongreß stimmte dieser Regelung zu, und die Stratigraphische Kommission wählte aus ihren Mitgliedern den Vorsitzenden und Sekretär der Subkommission. Inzwischen hat sich diese wie folgt konstituiert:

Ordentliche Mitglieder:	S. T. ANDERSEN, Charlottenlund P. I. KRASNOW, Leningrad V. LOŽEK, Prag F. M. SYNGE, Leicester
Sekretär:	S. VAN DER HEIDE, Haarlem
Vorsitzender:	G. LÜTTIG, Hannover

Hierzu kommen korrespondierende Mitglieder aus allen europäischen Ländern.

Für die Zwecke der Herstellung der Quartärkarte von Europa würde vor allem eine die Korrelierung der in den einzelnen Gebieten in Anwendung befindlichen stratigraphischen Schemata anstrebende Arbeit der Subkommission nützlich sein. Das zwingt aber zugleich, zur Quelle und zur Definition verschiedener stratigraphischer Einheiten zurückzugehen. Dabei stellt sich in den meisten Fällen heraus, daß eine große Reihe von Begriffen den modernen Anforderungen gar nicht mehr standhält. Wenngleich die Subkommission keinesfalls den Ehrgeiz entwickeln will, dieses Hinführen stratigraphischer Einteilungsprinzipien auf eine hieb- und stichfeste Basis zu einer Lebensaufgabe zu machen, so wird sie doch an einer Reihe prinzipieller Fragen nicht ohne jegliche Diskussion vorübergehen können.

Als erste Aufgabe muß also die Beratung der Kommission 5 der INQUA für die Internationale Quartärkarte von Europa in bezug auf stratigraphische Festlegungen sein, die die Kartendarstellung beeinflussen.

Zweite Notwendigkeit ist, die in den einzelnen Ländern arbeitenden Quartärforscher anzuregen, für ihre stratigraphischen Begriffe den heutigen Anforderungen gewachsene Definitionen zu liefern. Das gilt vor allem für von den Altvordern der Quartärstratigraphie aufgestellte, von vielen ohne Nachprüfung und ohne den Nachweis der Korrelationsberechtigung übernommene Begriffe, z. B. auch für wichtige Einheiten des PENCKschen Gliederungsschemas. Bei vielen der in der quartärstratigraphischen Alltagssprache benutzten Begriffe ist unklar, welche Einheit überhaupt darunter verstanden sein soll.

Aus diesem Fragenkomplex ergibt sich die dritte und zwingende Verpflichtung, in die Quartärstratigraphie die in der allgemeinen Stratigraphie inzwischen durch die Bestrebungen der Stratigraphischen Kommission der Internationalen Union für Geologische Wissenschaften, insbesondere durch die Subkommission für Stratigraphische Klassifikation als international verbindlich eingeführte Mehrgleisigkeit der stratigraphischen Einteilungen (Litho-, Bio-, Chronostratigraphie) einzuführen. Wenn wir nämlich wie bisher litho-, bio- und chronostratigraphische Begriffe nebeneinander und z. T. gleichrangig gebrauchen, werden unsere Sprache, unsere Terminologie und unsere Taxonomie sich nicht über einen verworrenen und unexakten Zustand erheben.

Aus der Frage drei erwächst hinwiederum der vierte Wunsch, nämlich jener, die stratigraphischen Prinzipien herauszuschälen, die man in der Quartär-Litho-, Bio- und Chrono-Stratigraphie als verbindlich anerkennen und anwenden will. Bekanntlich sind viele der für das Präquartär geltenden Maßstäbe im Quartär nicht brauchbar, und es gilt, nach Wegen zu suchen, die zum Ziele einer allseits anerkannten und praktischen Lesart der Prinzipien der Quartärstratigraphie führen.

Die fünfte Aufgabe wäre dann die Übertragung sauber definierter Stratotypen vom *locus typicus* oder aus der Typusregion in andere Gebiete zum Zwecke der Aufstellung eines für ganz Europa geltenden Korrelationsschemas.

Eine Fülle von Arbeit steht uns bevor, und daher erscheint es angebracht, die Mitglieder der INQUA und aller Vereinigungen auf nationaler Ebene zur Mithilfe aufzufordern. Jeder einzelne Quartärforscher kann dabei weiterhelfen, und zwar, indem er

- 1) sich kritisch bemüht, Begriffe, deren Korrelierbarkeit nicht erwiesen ist, in seinem Arbeitsgebiet nicht zu verwenden,
- 2) versucht, seine eigenen stratigraphischen Einheiten eindeutig — und unter klarer Zuordnung zu einer der Begriffsgruppen der Stratigraphie — zu definieren mit Angabe
des *locus typicus*,
des *stratum typicum* und — wenn möglich —
der geochronologischen Reichweite,
- 3) älteren in seinem Arbeitsgebiet definierten Begriffen nachgeht und davon Kunde gibt, für welche davon und in welcher Weise ein Neotypus gewählt werden kann und welche nicht zu gebrauchen sind.

Jede quartärstratigraphische Publikation, deren Autor sich in Zukunft dieser dringend erbetenen Akribie befleißigt, wird der Subkommission von wesentlichem Gewinn sein und dankbar in die Annalen der Quartärstratigraphie übernommen werden können. G. Lüttig.

Die fachliche Aufgliederung der Eiszeitforscher auf dem 7. INQUA-Kongreß

Erst nach Beendigung des 7. INQUA-Kongresses in Boulder erschien eine Liste der über 1000 angemeldeten Teilnehmer. Sie ist dadurch interessant, daß sie bei jedem auch sein spezielles Fachgebiet angibt, und damit einen Überblick ermöglicht, wie sich die Eiszeitforscher fachlich aufgliedern.

An der Spitze stehen bei weitem die Geologen mit 520 Teilnehmern (48%); es folgen Geographen (+ Geomorphologen) mit 15%, Vorgeschichtler mit 9, Biologen mit 7, Pollenanalytiker mit 5, Bodenkundler mit 4, Klimatologen (+ Ozeanographen) mit 4, Paläontologen mit 3, Isotopenphysiker mit 1%. Natürlich läßt sich die Zuordnung der einzelnen Forscher zu bestimmten Fachgebieten nicht immer genau vergleichen; auch ist der Querschnitt eines Kongresses nicht unbedingt repräsentativ für das Gesamtbild, weil das gastgebende Land besonders zahlreich vertreten ist und dessen Verhältnisse sich bevorzugt widerspiegeln. Immerhin zeigt sich deutlich, daß hier wirklich Forscher völlig verschiedener Richtung gemeinsame Probleme mit großem Erfolg behandelten. Bemerkenswert ist allerdings, daß solche wichtigen Gebiete wie Klimatologie, Ozeanographie, Isotopenforschung und auch sonstige weiter ab liegende Fächer fast nur durch amerikanische Forscher vertreten waren. M. S.

Hinweise für die Autoren

Allgemeines über das Manuskript

Manuskripte, mit Schreibmaschine einseitig und nicht enger als anderthalbzeilig fehlerfrei geschrieben, völlig druckfertig an die Herausgeber: Prof. Dr. P. Woldstedt, 53 Bonn, Am Buchenhang 12, oder Prof. Dr. M. Schwarzbach, 5 Köln, Zülpicher Straße 49.

Schriftauszeichnungen: Autor-Namen (im Druck KAPITÄLCHEN) unterbrochen unterstreichen (z. B. A. Penck). Genus- und Spezies-Namen von Fossilien (im Druck *kursiv*) mit Schlangenlinie (Elephas antiquus). Einfache Unterstreichung: im Druck gesperrt.

Zusammenfassung der Ergebnisse in deutscher und englischer (oder französischer) Sprache an den Anfang.

Fußnoten möglichst vermeiden; wenn sie wirklich nötig sind, fortlaufend numerieren.

Abbildungen

Bildvorlagen nicht in den Text einordnen, sondern gesondert dazulegen. Jede Vorlage muß mit Bleistift den Namen des Autors und die Nr. der Abb. tragen. Die Vorlagen müssen vollständig reproduktionsfähig, Buchstaben dürfen in der Verkleinerung nicht niedriger als 1 mm sein. Gezeichnete Über- und Unterschriften sind meist überflüssig. Bild-Unterschriften an das Ende des Manuskripts (sie gehen in die Druckerei — dagegen die Abbildungen in die Klischieranstalt!).

Schriftenverzeichnis

Zitierung im Text nur mit Autor-Namen und Jahr (z. B. O. TORELL 1875), gegebenenfalls unter Hinzufügung der Seite. Alphabetisches Schriftenverzeichnis am Ende der Abhandlung in folgender Anordnung: Autor: Titel der Arbeit (nicht abgekürzt), Zeitschrift (abgekürzt), Nummer des Bandes (arabische Zahl, doppelt unterstrichen; im Druck halbfett), Seiten, Erscheinungsort und -jahr; Beispiel:

BERG, G.: Die Vergletscherung an den Teichen des Riesengebirges. Z. deutsch. geol. Ges. 67 (1915), Mber., 63-82, Berlin 1916.

Abkürzungen von häufigen Zeitschriften-Titeln (und weitere wichtige Anweisungen für Autoren) finden sich u. a. in Rud. RICHTER, Einführung in die Zool. Nomenklatur, 2. Aufl., S. 56 ff. Frankfurt 1948.

Korrekturen

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 bleiben (es muß sonst unter Umständen ein ganzer Absatz neu gesetzt werden). Zusätzliche Änderungen des Textes nach erfolgtem Satz sind vom Autor zu bezahlen.

Sonderdrucke

50 Sonderdrucke kostenlos, weitere auf Kosten des Verfassers.

Verlag der Hohenlohe'schen Buchhandlung Ferd. Rau, Öhringen/Württ.

In Neubearbeitung erschien in dritter Auflage:

Einführung in die Erd- und Landschaftsgeschichte
mit besonderer Berücksichtigung Süddeutschlands

Von Universitätsprofessor Dr. Georg Wagner, Tübingen

694 Seiten Text mit 591 Abbildungen und 23 Fossiltafeln sowie 427 Lichtbilder
auf 208 Kunstdrucktafeln, holzfreies Papier, Format 18 x 25 cm
Gewicht 1500 Gramm, Rohleinenband **DM 58.—**

Dieses geologische Standardwerk gilt gegenwärtig als das hervorragende Einführungsbuch
in die Erd- und Landschaftsgeschichte.

Rund um Hochifen und Gottesackergebiet

Von Univ.-Professor Dr. Georg Wagner

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.

Dr. BERNHARD HAUFF: **Das Holzmadenbuch**

2. Auflage 1960

Die schönsten Versteinerungen im Schiefer des Schwarzen Jura
56 Seiten Text mit 6 Abb., 1 Fossiltafel sowie 80 Kunstdrucktafeln.
Ganzleinen **DM 12.—**

Aus der Fülle der Fossilien sind die wertvollsten ausgewählt und vorzüglich wiedergegeben. — Dieses Werk ist eine wesentliche Bereicherung der palaeontologischen Literatur.

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“

Der Weinberg als Lebensraum

Von Dr. h. c. Otto Linck

72 Seiten Text und 190 Fotos auf 112 Kunstdrucktafeln sowie 9 Abb. im Text,
gebunden **DM 9.30**

Ein hervorragender Gelehrter hat in verständlicher Sprache seine jahrelangen Beobachtungen und Forschungen in diesem Buch niedergelegt, den Text durch eine Fülle schöner Bilder veranschaulicht und dadurch eine wertvolle Biologie des gesamten Weinberggebietes geschaffen.

Ein wichtiges Werk für den Naturwissenschaftler, besonders Botaniker und Geologen.