

Eiszeitalter und Gegenwart

Jahrbuch der Deutschen Quartärvereinigung

Im Auftrage des Vorstandes

und unter Mitwirkung zahlreicher Fachgenossen

herausgegeben von

PAUL WOLDSTEDT und MARTIN SCHWARZBACH

VIERZEHNTER BAND

MIT 65 ABBILDUNGEN IM TEXT

UND 2 TAFELN

1963

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

<i>Eiszeitalter und Gegenwart</i>	<i>Band 14</i>	<i>Seite 1-240</i>	<i>Ohringen/Württ. 1. September 1963</i>
-----------------------------------	----------------	--------------------	--

Deutsche Quartärvereinigung

Hannover, Wiesenstraße 1

Postscheckkonto: Hannover 453 03

Vorstand

1. Vorsitzender : K. RICHTER, Hannover, Welfenplatz 1
2. Vorsitzender : H. POSER, Göttingen, Herzberger Landstr. 2
1. Schriftführer : O. SICKENBERG, Hannover, Wiesenstraße 1
2. Schriftführer : A. TODE, Braunschweig, Mönchstraße 1
Schriftleiter des } P. WOLDSTEDT, Bonn, Argelanderstraße 118
Jahrbuches : } M. SCHWARZBACH, Köln, Zülpicher Straße 47
Schatzmeister : W. MÜLLER, Hannover, Wiesenstraße 1
Archivar : G. LÜTTIG, Hannover, Wiesenstraße 1

Beirat

- | | |
|------------------------|-------------------------------|
| J. FINK, Wien | W. KUBIENA, Hamburg-Reinbek |
| E. GUENTHER, Kiel | H. LEMBKE, Berlin-Nikolaussee |
| F. GULLENTOPS, Louvain | T. NILSSON, Lund |
| F. HELLER, Nürnberg | C. RATHJENS, Saarbrücken |
| H. ILLIES, Karlsruhe | |

Ordentliche Mitglieder zahlen einen Jahresbeitrag von 15.— DM, Mitglieder ohne eigenes Einkommen (Studenten usw.) 7.50 DM. Der Jahresbeitrag ist bis 1. 3. des betreffenden Jahres auf das oben genannte Postscheckkonto zu überweisen.

Anmeldung neuer Mitglieder beim 2. Schriftführer.

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

Reklamationen wegen fehlender Hefte an den Schatzmeister, Dr. W. MÜLLER, Hannover, Wiesenstraße 1.

Eiszeitalter und Gegenwart

Jahrbuch der Deutschen Quartärvereinigung

Im Auftrage des Vorstandes

und unter Mitwirkung zahlreicher Fachgenossen

herausgegeben von

PAUL WOLDSTEDT und MARTIN SCHWARZBACH

VIERZEHNTER BAND
MIT 65 ABBILDUNGEN IM TEXT
UND 2 TAFELN

1963

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

<i>Eiszeitalter und Gegenwart</i>	<i>Band 14</i>	<i>Seite 1-240</i>	<i>Öhringen/Württ. 1. September 1963</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

	Seite
<i>BOSINSKI, GERHARD:</i> Eine mittelpaläolithische Formengruppe und das Problem ihrer geochronologischen Einordnung	124—140
<i>BRANDT, KARL:</i> Abgeschliffene Mammutstoßzähne aus dem Emshertal	141—146
<i>BRUNNACKER, KARL:</i> Die Sedimente in der Höhlenruine von Hunas (Nördliche Frankenalb)	117—120
<i>BÜDEL, JULIUS:</i> Die pliozänen und quartären Pluvialzeiten der Sahara	161—187
<i>FLOHN, HERMANN:</i> Zur meteorologischen Interpretation der pleistozänen Klimaschwankungen	153—160
<i>HEBERER, GERHARD, und KURTH, GOTTFRIED:</i> Das Alter des Schädels von Rhünda. III.	104—106
<i>HELAL, AHMED, H.:</i> Jungpaläozoische Glazialspuren auf dem Arabischen Schild	121—123
<i>HELLER, FLORIAN:</i> Ein bedeutsames Quartärprofil in einer Höhlenruine bei Hunas/Hartmannshof (Nördliche Frankenalb)	111—116
<i>HEMPEL, LUDWIG:</i> Über morphologische Formengruppen der Erosion an der Ems	68— 76
<i>HEY, R. W.:</i> Pleistocene crees in Cyrenaica (Libya)	77— 84
<i>KAISER, KARLHEINZ:</i> Zur Frage der Würm-Gliederung durch einen „Mittelwürm-Boden“ im nördlichen Alpenvorland bei Murnau	208—215

	Seite
<i>KOPP, KARL-OTTO:</i>	
Schneegrenze und Klima der Würmeiszeit an der baskischen Küste	188—207
<i>KURTÉN, BJÖRN:</i>	
Notes on some Pleistocene mammal migrations from the Palaearctic to the Nearctic	96—103
<i>PELIŠEK, JOS.:</i>	
Pleistozäne Dünensande in der Tschechoslowaki- schen Sozialistischen Republik	216—223
<i>REMY, H.:</i>	
Die Terrassen der vorletzten Vereisung am Rhein und an der Donau	147—152
<i>SCHÄDEL, KARL, und WERNER, JÖRG:</i>	
Neue Gesichtspunkte zur Stratigraphie des mitt- leren und älteren Pleistozäns im Rheingletscher- gebiet	5— 26
<i>SCHMID, ELISABETH:</i>	
Zur alpinen Schneegrenze und Waldgrenze wäh- rend des Würmglazials	107—110
<i>SCHWARZBACH, MARTIN:</i>	
Zur Verbreitung der Strukturböden und Wüsten in Island	85— 95
<i>VINKEN, REINER:</i>	
Über das Altpleistozän und die Flußterrassen im Gebiet des mittleren Tibers	35— 52
<i>WUNDERLICH, H. G.:</i>	
Zum Bau des Bersenbrücker Lobus im Stauchm- ränenzug der Rehburger Phase	27— 34
<i>WUNDERLICH, H. G.:</i>	
Das Quartär der Grone-Niederung westlich Göttingen	53— 67
B. Buchbesprechungen	224—226
C. Tagungen	227—240

Neue Gesichtspunkte zur Stratigraphie des mittleren und älteren Pleistozäns im Rheingletschergebiet

Von K. SCHÄDEL und J. WERNER, Freiburg i. Br.

Mit 9 Abbildungen im Text

Zusammenfassung. Aus dem Rheingletschergebiet werden interglaziale Verwitterungshorizonte und eine überschliffene Nagelfluh beschrieben. Der bodenkundlich genauer untersuchte Horizont von Neufra bei Riedlingen (Donau) läßt Rückschlüsse auf seine Bildungszeit zu. Infolgedessen bekommt er allgemeine stratigraphische Bedeutung für den Rheingletscher; er trennt die bisher unter „Riß“ zusammengefaßte Altmoräne in Riß und Mindel. Dadurch verschieben sich alle älteren pleistozänen Schichtglieder um eine Stufe rückwärts.

Abstract: Beds weathered during an interglacial period and glacially polished "Nagelfluh"-conglomerates (fluvioglacial beds) of the area of the Rhine glacier are described. The horizon of Neufra (close to Riedlingen, Danube) is studied more thoroughly and leads to conclude on the time of its formation. Regarding the area of the Rhine glacier, this horizon is of a general stratigraphical importance. As it intercalates with the so-called Older Moraine ("Altmoräne") which was considered as „Riss“ in age up to now, the sequence in question has to be divided into a Riss and a Mindel section. It follows that the preceding Pleistocene stages are older respectively.

INHALTSÜBERSICHT

- I. Problemstellung
 1. Der Rheingletscher
 2. Was ist Mindel, was ist Riß?
 3. Das Ertinger Schotterfeld
- II. Neue Belege für die Grenze Mindel/Riß
 1. Der Aufschluß von Neufra
 2. Bodenkundliche Beobachtungen und Untersuchungen am Verwitterungshorizont von Neufra
 3. Deutung des Profiles von Neufra
 4. Der Aufschluß von Ertingen
 5. Die Aufschlüsse von Rottum
- III. Revision der Stratigraphie.

I. Problemstellung

1. Der Rheingletscher

Der vorliegende Aufsatz beschäftigt sich mit den Ablagerungen des Rheingletschers im Donauebiet, mit fluvioglazialen Kiesen, Moränen und den Bodenbildungen zwischen ihnen. Wegen der peripheren Lage dieser Terrassen- und Altmoränenlandschaft ist vom Ablauf der Geschehnisse mehr erhalten geblieben als im Beckeninnern. Die Wahrscheinlichkeit, in diesem Gebiet eine Vollgliederung aller weiten Vorstöße des Rheingletschers zu bekommen, ist also verhältnismäßig groß. Dies gilt auch für das älteste Pleistozän, in dem die Vorlandgletscher kleiner waren; denn zuerst bestand keine Entwässerung zum heutigen Hochrhein. Alle fluvioglazialen Aufschüttungen entwässerten zur Donau, mußten demnach in diesem Gebiet Spuren hinterlassen. Der Anschluß des Rheingletschers an den Aare-Rhein erfolgte sehr wahrscheinlich erstmals während der Günzezeit.

2. Was ist Mindel, was ist Riß?

Neue Arbeiten zur geologischen Landesaufnahme innerhalb des Gebietes der Altmoränen in Oberschwaben ließen erkennen, daß die Veröffentlichungen von A. PENCK u. E. BRÜCKNER (1901—1909), F. WEIDENBACH (1936, 1937a, b; 1951a), H. GRAUL (1952,

1953), K. SCHÄDEL (1950, 1952), A. SCHREINER (1950, 1951) noch keine voll befriedigende Lösung der stratigraphischen Fragen geben. Problematisch ist die Gliederung des mittleren und älteren Pleistozäns. Die Frage heißt: Was ist Mindel, was ist Riß?

Den Begriffen „Mindel“ und „Riß“ (wie auch anderen im alpinen Vereisungsbereich gebräuchlichen stratigraphischen Bezeichnungen) haftet heute nur noch eine bedingte und leider etwas verschwommene Aussagekraft an. Die Gründe hierfür sind bekannt. Einmal entspringen sie aus der geringen Horizontbeständigkeit der eiszeitlichen Ablagerungen, kurz dem altbekannten Schachtelprinzip, zum anderen aber haben sie ihre Ursache in der räumlichen Beschränkung der einzelnen Arbeitsgebiete; denn seit der großen Arbeit von A. PENCK und E. BRÜCKNER wurde das alpine Vereisungsgebiet nicht mehr zusammenhängend bearbeitet. Seither ist in einzelnen Gebieten viel Neues bekannt geworden, leider hat sich aber mit der Differenzierung der Kenntnis auch eine Abwertung und Verwirrung der ursprünglichen stratigraphischen Begriffe eingestellt. Es würde zu weit führen, die Entwicklung der einzelnen stratigraphischen Ansichten der verschiedenen Autoren hier aufzuführen, aber es sei gestattet, das darzulegen, was die Schöpfer der Begriffe A. PENCK und E. BRÜCKNER im Rheingletscher unter ihren Bezeichnungen verstanden haben und was die Verfasser darunter verstanden wissen wollen. Leider ist dadurch eine gewisse Vorwegnahme des Ergebnisses unumgänglich.

A. PENCK's Typokalität für „Riß“ waren die großen Kiesgruben beiderseits des Rißtales nördlich Biberach, die größten Vertikalaufschlüsse, die es im Altmoränengebiet des Rheingletschers überhaupt gibt. Hier fand sich die Verzahnung von Moräne mit fluvio-glazialen Schottern, die noch heute zu sehen ist und die A. PENCK bewog, wegen ihrer besonderen Eindringlichkeit den Namen des kleinen Rißflusses für die größte der diluvialen Vereisungen zu wählen. Er verknüpfte eine verhältnismäßig tiefe Terrasse, die sich besonders auf der Ostseite des unteren Rißtales ausdehnt, mit den Aufschlüssen von Biberach, eine Terrasse, die nach heutiger Ansicht in einer Endphase der Rißeiszeit geformt wurde.

Als mindel-eiszeitlich sah A. PENCK vor allem die Schotter und Moränen auf der Ostflanke des Rheingletschers an, die den Lauf der württembergischen Rot und der Rottum begleiten. Diese Ansicht fußte auf Untersuchungen von A. FORSTER, dessen angekündigte Veröffentlichungen hierüber leider nie erschienen sind.

Faßt man zusammen, so kann gesagt werden, daß A. PENCK und E. BRÜCKNER im Bereich des Rheingletschers unter den Namen „Riß“ und „Mindel“ die beiden nächst älteren selbständigen Eiszeiten vor Würm verstanden, deren Vorlandgletscher von gleicher Größenordnung waren. Sie übertrafen den der Würmeiszeit bedeutend.

In der Folgezeit stellte sich heraus, daß im Rheingletschergebiet ähnlich wie im Iller-Lechgebiet (B. EBERL 1930) im Altpleistozän mit einer stärkeren Differenzierung gerechnet werden muß. Das PENCK-BRÜCKNER'sche Schema reichte einfach nicht aus. Insbesondere unter dem Mindel PENCK's waren verschieden alte Ablagerungen zusammengefaßt. Hierbei handelt es sich um verschieden hohe Schotterterrassen, deren Höhendifferenzen zu Zeiten PENCK's mangels genauer topographischer Kartenunterlagen noch gar nicht erkannt werden konnten. K. SCHÄDEL (1950) und A. SCHREINER (1950) haben gezeigt, daß als wichtigster stratigraphischer Horizont im Altpleistozän die kristallinarmen Schotter zu betrachten sind, die tief verwittert unter die Altmoränen einstreichen. Sie wurden zunächst als Mindel I bezeichnet, weil an einigen wenigen Stellen in derselben Höhenlage, nur sicher jünger, auch kristallinreiche Schotter unter den Altmoränen verwittert waren. Letztere wurden Mindel II genannt. Leider konnte die Verbreitung und stratigraphische Stellung dieser glazialen Serie nicht befriedigend beschrieben werden; denn es fehlte die Möglichkeit, sie scharf gegen das, was H. GRAUL als „Altriß“ bezeichnete, abzugrenzen. Heute ist es möglich, aufgrund neuer Aufschlüsse im Ried-

linger Gebiet, die mit kürzlich von F. WEIDENBACH entdeckten Aufschlüssen übereinstimmen, diese Abgrenzung gegenüber der Rißeiszeit vorzunehmen, so daß wir bezüglich der Begriffe von „Riß“ und „Mindel“ folgendes aussagen können:

Rißeiszeitlich sind die großen Kiesgruben beiderseits des Rißtales nördlich Biberach. Rißeiszeitlich ist ein Teil, und zwar vorwiegend der hangende Teil, der Altmoräne.

Mindeleiszeitlich sind die kristallinreichen Schotter, die mit Verwitterungshorizonten unter die Altmoräne einstreichen oder deren Nagelfluh von ihr abgeschliffen wurde. Mindeleiszeitlich ist ein zweiter, älterer Teil der Altmoräne in deren Liegendem, der nur in besonders günstigen Fällen von der hangenden Rißmoräne getrennt werden kann. Mit dieser Auffassung schließen wir uns an die Definition von A. PENCK und E. BRÜCKNER an.

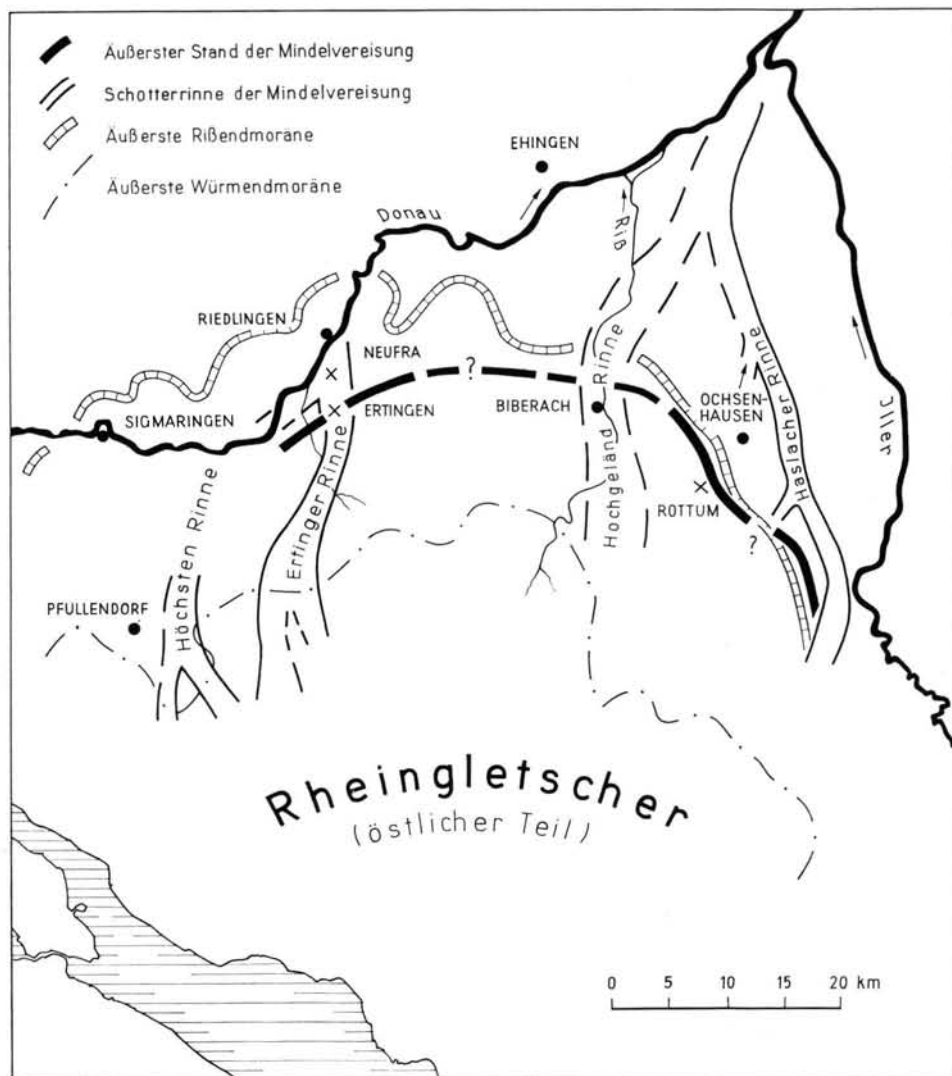


Abb. 1. Übersichtskarte des östlichen Rheingletschers.

Günzeiszeitlich sind — um eine Abgrenzung gegen das Ältere zu geben — die kristallinarmen Schotter, die mit mächtigem Verwitterungshorizont unter die Altmoränen einstreichen (Zeil, Heiligenberg, Holzstöcke etc.).

Die um eine weitere Kaltzeit älteren Schotter von Eichen - Erlenmoos (nach PENCK & BRÜCKNER, WEIDENBACH, GRAUL: Günz) fallen demzufolge in die „Donau-Kaltzeit“ EBERL's.

3. Das Ertinger Schotterfeld

Südlich von Riedlingen wird auf der Ostseite des Donautales ein fluvioglazialer Schotter angeschnitten, der unter Altmoränen hindurch weit nach Süden verfolgt werden kann (F. WEIDENBACH 1937). Er soll im folgenden als Ertinger Schotter bezeichnet werden (vgl. Abb. 1). Folgt man seinem Verlauf stromaufwärts, so bemerkt man, daß der Schotterkörper nördlich von Saulgau das Schwarzachtal quert und sich in SSW-Richtung unter der Äußeren Jugendmoräne hindurch bis in die Nähe der hochgelegenen Schotterriedel von Königseggwald hinzieht. Mit diesen läßt er sich profilmäßig und geröllpetrographisch verbinden.

Fast auf ihrem ganzen Verlauf ist die Ertinger Schotterrinne in die Altmoränenlandschaft eingebettet, d. h. sie tritt nicht als Erhebung hervor. Nur an ihrer Wurzel bekommt sie in dem Quer-Riedel von Königseggwald morphologisch Deckenschottercharakter, weshalb dieser von A. PENCK bereits zur Mindeleiszeit gestellt wurde. An der Donau liegt der Schotterkörper höher als die jüngeren Schotter nördlich Riedlingen, die gleichfalls von Altmoränen überdeckt sind. Der Basisunterschied beträgt hier 13 m.

WEIDENBACH (1937) gliedert diesen Schotterkörper in sein Riß I ein. In dieser Alters-einstufung folgen ihm K. SCHÄDEL (1950) und H. GRAUL (1952), der einen Querschnitt durch das Riedlinger Becken beschreibt und dabei auch den Ertinger Schotter mit seinem hangenden Verwitterungshorizont erwähnt. Allerdings läßt sich seine Auffassung von zwei getrennten Akkumulationen nicht halten (Niveau 6 und 7). Ebenso sind einige andere Angaben von ihm durch die erweiterten Aufschlüsse überholt. Trotzdem ist es sein Verdienst, zuerst den Verwitterungshorizont erkannt und damit den Nachweis für ein Inter-glazial an dieser Stelle erbracht zu haben. (GRAUL nennt dieses „Voriß“ in diesem Fall „Altriß“.)

Die Altersstellung des Ertinger Schotterfeldes ist demnach ein Zentralproblem für die Stratigraphie des Quartärs im Rheingletschergebiet. An Hand von zwei neuen Aufschlüssen ist es möglich, diese im einzelnen zu klären.

II. Neue Belege für die Grenze Mindel/Riß

1. Der Aufschluß von Neufra

In der Kiesgrube Neufra beim Vogelwäldle, 4 km SSE Riedlingen an der Donau, ist das im folgenden beschriebene Profil aufgeschlossen. Abb. 2 gibt ein zusammengefaßtes Bild des Aufschlusses wieder, wie es sich während der verschiedenen Abbaustufen in den Jahren 1960 und 1961 entwickelt hat.

Unter einem Oberflächen-Boden folgt eine Grundmoräne der Rißeiszeit. Überwiegend ist dies ein feinsandiger, grauer Geschiebemergel, in den in höheren Lagen, besonders im südlichen Teil der Wand, Kieslagen und Sandschmitzen eingebettet sind. Diese vermitteln den Übergang zu einer feinsandig-kiesigen Moräne (2a) und (2b). Die Einlagerungen im Geschiebemergel sind vom Gletscher gestaucht worden. Im Nordabschnitt der Wand ist eine alluviale Füllung eines kleinen Tälchens angeschnitten (1a). Letztere besteht aus verschwemmten Resten der verwitterten Moräne, aber auch aus Schwemmlöß.

Unter dem Geschiebemergel (2) liegt ein rotbrauner Verwitterungshorizont (3) in einer Mächtigkeit (ohne Schloten) von 1, 3 bis 1,8 m. In Schloten reicht er beträchtlich tiefer in den liegenden Kies hinab, an einer Stelle bis über 4,00 m. Unter

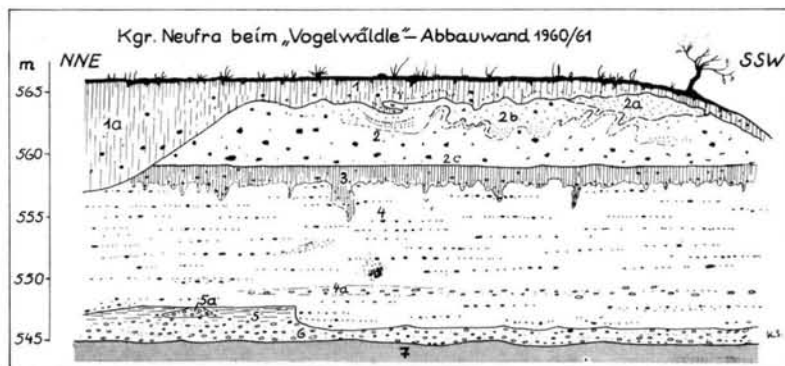


Abb. 2. Kiesgrube Neufra, beim „Vogelwäldle“ - Abbauwand 1960/61 (etwas vereinfacht). 1 Bodenbildung auf Moräne, 1a Tälchenfüllung aus verwitterter Moräne (alluvial), 2 Moräne (Riß), 2a Feinsandig-kiesige Moräne, 2b Stauchmoräne, 2c Geschiebemergel, 3 Interglazialer Verwitterungshorizont, 4 Schotter (Mindel), 4a Donaukieslage, 5 Auelehm mit Lössschnecken, 5a Fließerde im Auelehm als Rinnenfüllung (mit Holzresten), 6 Donau-Schotter, 7 Untere Süßwassermolasse.

dem Verwitterungshorizont folgt als Schicht 4 ein unverwitterter hochglazialer Schotter, der dem Ertinger Schotterfeld angehört. Er ist zügig geschichtet und führt mittelgroße Gerölle (durchschnittlich 3-5 cm). Das Kristallin der Alpen ist reichlich vertreten, dagegen ist der Anteil an Jurageröllen als Leitgeschiebe der Donau sehr gering. Erst an der Basis sind Lagen mit viel Lokalmaterial, vor allem Weißjura, daneben auch feinkiesiges Schwarzwaldmaterial (roter Granit, Porphyrr usw.) zu erkennen; so z. B. in einer Lage, die ca. 1,5 m über dem liegenden Auemergel liegt (4a).

Die Untergrenze des fluvioglazialen Ertinger Schotters verläuft unregelmäßig. Etwa im nördlichen Drittel der Wand ist der Rand einer Rinne zu erkennen, an welchem die Untergrenze plötzlich einige Meter senkrecht nach unten springt und dann wieder waagrecht verläuft. Nördlich von dieser Rinne ist das Liegende ein Auelehm von braungelber Farbe, in den an einigen Stellen graue Schmitzen eingelagert sind und der oben 40-50 cm mächtig horizontal-schichtige Strukturen aufweist. Parallel dazu verläuft an der Obergrenze eine rötliche Verfärbung durch Eisenhydroxyd. Seine Mächtigkeit beträgt 0,7 m, er ist stark schluffig mit reichlich beigemengtem Lössmaterial. Dazwischen sind einzelne Gerölle eingebakken. Nesterweise finden sich Lössschnecken und in den rinnenartigen, grauen von Schluff erfüllten Partien sind winzige verkohlte Holzreste enthalten, die nicht näher bestimmt werden konnten.

Nach unten mehren sich im Auelehm die eingebetteten Gerölle, so daß ein Übergang in die liegenden stark von Eisenhydroxyd verfärbten Schotter (6) entsteht. Bezeichnend für sie ist der Geröllbestand:

Tabelle 1
Geröllzusammensetzung des liegenden Schotters der Kiesgrube Neufra

Korngröße	Jura-Kalke	Kristallin *)	Kalksandstein	Alpine Kalke	Hornsteine und Quarzite
	%	%	%	%	%
> 15 mm	68	8,5	2	8,5	13
10—15 mm	58	15 (3)	3	6	18
7—10 mm	50,5	16 (4)	2	10	21
5— 7 mm	36	20,5 (8)	6	11	26

*) Sicheres Schwarzwaldkristallin in Klammern.

Der hohe Gehalt an Jurakalken und die Zunahme des Schwarzwaldkristallins in den feineren Korngrößen kennzeichnen diesen Schotter als Donaukies. Daneben findet sich aber auch alpines Material, in dem bezeichnender Weise die Hornsteine, Radiolarite und Ölkvarzite besonders reich vertreten sind. Dagegen ist der Prozentsatz der frischen blauen Kalke des Helvets oder des Ostalpins gering. Man kann schließen, daß es sich bei der Beimengung alpiner Schotter um Restmaterial handelt, das bereits durch einen Verwitterungsprozeß ausgelesen wurde, also um Restschotter auf sekundärer Lagerstätte.

Die Basis des Donaukieses auf dem Tertiär war im Verlauf des Abbaues nur selten, allerdings an verschiedenen Stellen, aufgeschlossen. Sie schwankt etwas in ihrer Höhenlage. Teilweise liegt normal körniger Donaukies (3-5 cm) auf den Sanden und Mergeln der unteren Süßwassermolasse. In einer flachen, rinnenartigen Vertiefung lag aber auf der Molasse eine grobe Basisschicht mit vielen Geröllen über Kopfgröße und Blöcken aus Basalt (vgl. F. WEIDENBACH 1951b) und Molassesandstein, deren größter Durchmesser 70-80 cm betrug.

Dr. h. c. E. GEIGER hat die Gerölle der Moräne (Abb. 2; 2) und des fluvioglazialen Schotters (4) in Fortführung seiner Schotteranalysen (GEIGER 1948), die sich über das ganze Rheingletschergebiet erstrecken, ausgezählt und nach Herkunftsgebieten bestimmt. Danach lassen sich das Hangende und das Liegende des Verwitterungshorizontes petrographisch nicht trennen. Die Ergebnisse der Zählungen E. GEIGER's werden in nächster Zeit veröffentlicht.

2. Bodenkundliche Beobachtungen und Untersuchungen am Verwitterungshorizont von Neufra

Der in der Kiesgrube Neufra zwischen fluvioglazialen Schottern im Liegenden und Moränen im Hangenden erhaltene rotbraune Verwitterungshorizont ist der anscheinliche Rest einer mächtigen interglazialen Bodenbildung und besitzt für das Rheingletschergebiet große stratigraphische Bedeutung. Er verdient daher eine eingehendere Untersuchung und Beschreibung, wobei die Frage nach seinem Aussagewert über Dauer und Klimacharakter seines Bildungszeitraumes leitend sein soll.

Mächtigkeit, Ober- und Untergrenze

Der interglaziale Verwitterungshorizont konnte nur an einer Stelle des Aufschlusses näher untersucht werden. Diese Stelle ist auf Abb. 3 schematisch skizziert. Wie die Zeichnung zeigt, beträgt hier die geringste Mächtigkeit des Gesamtreliektes 1,55 m; die größte Mächtigkeit ist, da rechts neben der liegenden Nagelfluh (C-Horizont) eine Verwitterungsschlote unter die Sohle der Abbaustufe abtaucht, an dieser Stelle nicht genau zu ermitteln. Sie dürfte wenigstens 2 m betragen.

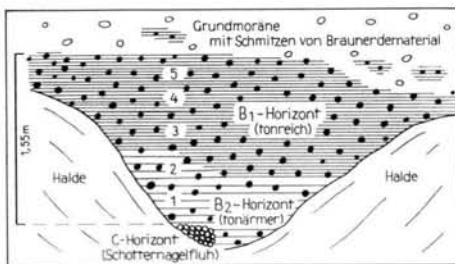


Abb. 3. Schematische Skizze des Verwitterungshorizontes. Die Ziffern bezeichnen die Entnahmestellen von Bodenproben.

Weder vom humosen Horizont (A_h) noch vom Ton-Eluvialhorizont (A_1) des ehemaligen Bodens sind irgendwelche Reste übriggeblieben. Das Bodenprofil wurde also durch den vorrückenden Gletscher der Riß-Vereisung bis in die B-Horizonte hinein gekappt.

Die Grenze zwischen Bodenrelikt und hangender Grundmoräne ist millimeterscharf; doch finden sich in der hangenden Moräne — vor allem an der Basis der Grundmoräne, aber auch noch in den darüber folgenden endmoränenartigen Ablagerungen — zahlreiche zentimeter- bis dezimetergroße Schmitzen, die aus Bodenmaterial des Verwitterungshorizontes bestehen. Beim Überfahren schnitt also der Gletscher die oberen Bodenhorizonte haarscharf ab, wobei das abgehobelte Material vom Eis aufgenommen und in Form von größeren und kleineren Schmitzen in die Moräne eingeknetet wurde. — Andererseits konnte im Verwitterungshorizont etwa 4 dm unter der Obergrenze eine einzelne horizontal verlaufende $\frac{1}{2}$ —3 cm starke Flaser aus hellgrauem, kalkreichem Geschiebemergel, sowie darüber vereinzelt dünne, mergelerfüllte Vertikalklüftchen beobachtet werden. Es muß sich dabei um Geschiebemergel-Infiltrationen auf ehemaligen Eisblättern handeln.

Während die Obergrenze des Verwitterungshorizontes als Eis-Erosionsfläche im großen und ganzen horizontal verläuft und nur kleinere Unregelmäßigkeiten aufweist, schwingt sich die Untergrenze, wie es bei B/C-Grenzen älterer Böden auf Kalkschottern üblich ist, girlandenartig auf und ab, um in einer einzelnen Schlotte etwa 4 m tief in das Ausgangsgestein, die liegenden Schotter, hinabzugreifen (vgl. Abb. 2).

Nach Aussagen von Kiesgrubenarbeitern besaß der Verwitterungshorizont zu Anfang des Abbaues, der in südwestlicher Richtung vorangetrieben wird, eine noch größere Mächtigkeit. Sie soll die jetzige um schätzungsweise einen Meter übertroffen haben. Die Mächtigkeitszunahme in südwestlicher Richtung käme nach diesen Aussagen durch ein leichtes Einfallen der Obergrenze, also der Erosionsfläche, zustande.

Horizontierung, Profilbeschreibung

Das Profil des Reliktbodens zeigt eine deutliche Zweiteilung in einen oberen tonreicheren (B₁) und einen unteren tonärmeren (B₂) Horizont. Die Grenze beider Horizonte ist unscharf und verläuft, soweit sich dies beobachten ließ, einigermaßen horizontal, jedoch um Beträge von einigen dm in der Höhenlage schwankend. Ob sie sich dem Schlotter-Rhythmus der Boden-Untergrenze angleicht, konnte nicht einwandfrei festgestellt werden.

Profilbeschreibung:

B₁ Kiesig-sandiger Lehm bis lehmig-sandiger Kies. Grobskelettanteile über 50%, bis ca. 50 — 100 cm ca. 10 cm große Gerölle. Feinerde: lehmiger Sand bis sandiger Lehm (vgl. Tab. 2); rötlich braun (vgl. Tab. 3). —

Sehr dicht gelagert. Boden bricht in unregelmäßigen Klumpen entlang den Geröllen und zeigt keinerlei Polyederstruktur mehr. Die Gerölle weisen glänzende rötlich-braune Beläge auf. In den obersten 3—4 dm schwach plattige Absonderung. Längliche Gerölle lassen keine bevorzugte Einregelung erkennen.

An einer von der Profilzeichnung nicht erfaßten Stelle nahe der Obergrenze zwei etwa dezimetergroße graue Flecken, von rostfarbenem Saum umgeben. Darunter horizontal verlaufendes Mangan-Eisen-Band.

Ab und zu fleckige Mangan-Eisen-Bestege auf den Gerölloberflächen. Vereinzelt auch schwarze unregelmäßige Flecken in der Feinerde (= verdrückte ehemalige Mn-bestege auf Polyeder-Grenzflächen). — Sehr schwach kalkhaltig (durch sekundäre Aufkalkung); keine Karbonatgerölle.

In der Feinerde isoliert vorkommend scharfkantige, stengelige Splitter von ausgelaugten alpinen Kiesealkgeröllen. Amphibolitgerölle noch formbeständig, lassen sich aber meist mit der Hand zerbrechen und zerbröseln. Flyschsandsteingerölle ebenfalls noch erkennbar, zerfallen bereits bei leichtem Druck.

B₂ Lehmig-sandiger Kies. Grobskelettanteil über 50%. Feinerde: Lehmiger Sand (vgl. Tab. 2); Farbe deutlich gelblicher als in B₁. ca. 40 — max. 400 cm

Lose zerfallend, so daß die Entnahme einer Formprobe zur Dünnschliffherstellung nicht möglich war. Keine Tonbeläge auf den Gerölloberflächen. — Bis auf kleine Restpartikel karbonatfrei.

Obergrenze unscharf, Untergrenze (B/C-Grenze) scharf, jedoch nicht durch Karbonatgerölle hindurchsetzend.

Stengelig zerfallende ausgelaugte Kieselkalk-Gerölle in den Umrissen noch erhalten, Splitter also nicht isoliert wie in B₁. Amphibolitgerölle noch hart mit intakter Oberfläche. Flyschsandsteingerölle lassen sich nicht zerdrücken, können aber mit dem Fingernagel angekratzt werden.

- C An der Stelle geringster Mächtigkeit des Reliktbodens mäßig verbackene Schotternagelfluh (Bindezement nur in Form von Kornbrücken vorhanden) aus feinerem Kies (2—3 cm ϕ), nach unten rasch in lose, nur stellenweise leicht verkittete Schotter übergehend.

Tabelle 2
Korngrößenzusammensetzung der Feinerde im interglazialen Reliktboden
der Kiesgrube Neufra

Probe Nr.	Horizont	Tiefe unt. Ober- grenze	Korngrößenzusammensetzung der Feinerde <2.0 mm					
			2.0-0.6	0.6-0.2	0.2-0.06	0.06-0.02	0.02-0.002	<0.002
5	B ₁	10 cm	14.8	18.8	13.3	19.3	10.5	23.5
4	B ₁	40 cm	10.1	28.1	17.7	16.1	9.4	18.4
3	B ₁	70 cm	15.1	20.6	25.6	17.5	5.8	15.9
2	B ₂	100 cm	25.6	20.4	19.8	14.0	6.4	13.6
1	B ₂	130 cm	29.3	30.4	16.7	10.5	3.1	10.4

Ursprüngliche Mächtigkeit und Profilausbildung des Interglazialbodens

Die ursprüngliche Mächtigkeit des Bodenprofils war größer als die des heutigen Reliktes. Um auf die ursprüngliche Mächtigkeit zu kommen, müssen zu der heutigen geringsten Mächtigkeit von 1,5 m wenigstens 0,5 m für den Ton-Eluviationshorizont (A₁) plus den humosen Horizont (A_h), welche zusammen mit einem nicht bekannten Anteil des B-Horizontes abgetragen wurden, hinzuaddiert werden. Man kommt somit auf eine Mindestmächtigkeit von 2 m (ohne Schlotten), also auf eine Mächtigkeit, die mindestens doppelt so groß war wie diejenige der postglazialen Bodenbildungen auf Würmschottern der Umgebung (0,8—1 m).

An der autochthonen Bildung des gesamten Bodenmaterials besteht kein Zweifel. Die horizontale Lage des ganzen Verwitterungshorizontes zeigt, daß die Bodenbildung auf der ebenen Oberfläche einer Schotterterrasse erfolgte. An eine teilweise Anhäufung von allochthonem Bodenmaterial durch Solifluktion zu Beginn der folgenden Eiszeit ist daher nicht zu denken. Wohl aber besteht die Möglichkeit, daß der abgetragene Oberboden aus einer die Schotterterrasse überdeckenden dünnen Auelehm- oder Lößlehmschicht hervorgegangen war, daß es sich also um ein zweischichtiges Bodenprofil handelte.

Mit der Verwendung des Horizontsymboles A₁ wurde bereits die bodentypologische Deutung des Reliktbodens als lessivierte Braunerde („Para-Braunerde“) vorweggenommen. Dieser heute im oberschwäbischen Quartärgebiet flächenmäßig bedeutendste Bodentyp ist charakterisiert durch seinen infolge der mechanischen Ton-Eluviation (Lessivierung)¹⁾ an Ton etwas verarmten 35—50 cm mächtigen Oberboden (A_h+A₁), der sich sehr deutlich von dem infolge der Ton-Illuviation tonreicheren B₁-Horizont abhebt. Nicht lessivierte Braunerden kommen heute im ganzen oberschwäbischen Quartärgebiet auf Reiß- wie auf Würmmaterial von Natur kaum vor.

¹⁾ Die Lessivierung (mechanische Ton-Eluviation) ist grundsätzlich verschieden von der chemischen Tonzerstörung = Podsolierung. Näheres hierüber (mit weiteren Literaturangaben) bei KUNDLER 1957.

Zu unterscheiden sind im oberschwäbischen Quartärgebiet zwei verschiedene Ausbildungen der Para-Braunerden:

1. Die (jüngere) Para-Braunerde geringer Entkalkungstiefe, welche auf würmzeitliche Sedimente (Moräne und Schotter) und auf älteres, aber während des Würmglazials entblößtes Material beschränkt ist. Sie hat sich im Spät- und Postglazial gebildet. Ihre Mächtigkeit beträgt 0,8–1,2 m; ihr Profilaufbau ist im typischen Fall: $A_1-A_1-B_1-C$.
2. Die (ältere) Para-Braunerde großer Entkalkungstiefe, welche im Gebiet der Würmvereisung und auf Würmschottern — außer in Gebieten sehr hoher Niederschläge (Allgäu) und auf Sanden — nicht vorkommt, sondern nur auf rißeiszeitlichen und älteren Sedimenten zu finden ist. Sie entstand im Riß/Würm-Interglazial und bildete sich im Postglazial weiter. Ihre Mächtigkeit beträgt im allgemeinen 2–3 m (ohne Schlotten); ihr Profilaufbau ist i.d.R.: $A_1-A_1-B_1-B_V-C$, wobei das Symbol B_1 den meist etwa 0,5–0,7 m mächtigen Ton-Illuviationshorizont und das Symbol B_V die tonärmeren tieferen Teile des gesamten B-Horizontes bezeichnet.

Während also bei den typisch ausgebildeten Para-Braunerden geringer Entkalkungstiefe die Untergrenze des Ton-Illuviationshorizontes B_1 mit der Entkalkungsfront (Grenze B/C) zusammenfällt, bleibt bei den Para-Braunerden großer Entkalkungstiefe die Ton-Illuviationsfront hinter der in das Ausgangsmaterial hinein vorrückenden Entkalkungsfront zurück, so daß zwischen beide der tonärmere B_V -Horizont zu liegen kommt. Hierbei ist allerdings zu beachten, daß der Unterschied im Tongehalt zwischen B_1 und B_V nicht allein auf die Ton-Illuviations zurückgeht, sondern auch auf die in dem als Bodenhorizont älteren B_1 länger wirksame Verwitterung und Tonneubildung.

Der Reliktboden von Neufra mit seiner Horizontabfolge $B_1 (=B_1)-B_2(=B_V)$ und seiner ursprünglichen Mindestmächtigkeit von 2 m (ohne Schlotten) ist demnach bodentypologisch den Para-Braunerden großer Entkalkungstiefe zuzuordnen. Daß er tatsächlich der Lessivierung unterworfen war, zeigt sich eindeutig unter dem Mikroskop in einem Dünnschliff aus dem B_1 -Horizont, worin seine Tonsubstanz alle Eigenschaften besitzt, welche für die B_1 -Horizonte der Parabraunerden charakteristisch sind: Hoher Dispergierungsgrad, starke Aggregatdoppelbrechung und deutliche Feinschichtung (vgl. Abb. 5).

Zur Bodenfarbe als Klimaindikator

Gewisse Hinweise auf den Klimacharakter des Interglazials, in welches die Bildung der hernach vom Hauptrißgletscher überfahrenen Bodenbildung fällt, gibt die auffallend rötlich-braune Farbe des tonreichen B_1 -Horizontes. Dieser Farbton sticht deutlich ab von dem etwas stumpferen Braun der Postriß-Bodenbildung auf der hangenden Moräne (vgl. Tab. 3), noch mehr aber von dem gelblichen Braun der Böden auf Würmschottern in der weiteren Umgegend.

Nun dürfen aber paläoklimatische Schlüsse aus rötlichen Farben fossiler Böden nur dann gezogen werden, wenn feststeht, daß die rötliche Farbtonung nicht durch das Ausgangsgestein bedingt sein kann — eine Erscheinung, die gerade in der weiteren Umgebung des Aufschlusses häufig zu beobachten ist. So finden sich am Südrande der Schwäbischen Alb vielerorts rötliche B-Horizonte von Para-Braunerden auf Riß-Kiesen. Diese auffallend rötlichen Bodenfärbungen sind jedoch gebunden an solche Schotter bzw. Endmoränen, welche zu einem beträchtlichen Anteil aus Weißjura-Kalken bestehen. Als Beispiel sei die alte Kiesgrube W Heudorf b. Meßkirch genannt. Die dort aufgeschlossenen Riß-Kiese entstammen zu einem hohen Prozentsatz der miozänen Juranagelfluh, die wiederum reichlich Weißjura-Massenkalk enthält. Das zugehörige Bodenprofil zeigt demzufolge in den B-Horizonten eine ähnliche rötlich-braune Färbung, wie sie für die Terra fusca auf tonarmen Kalken der Schwäbischen Alb bezeichnend ist, wie sie andererseits aber der fossile B_1 -Horizont in der Kiesgrube Neufra auch besitzt (vgl. Tab. 3).

Die das Ausgangsgestein für den fossilen Interglazialboden der Kiesgrube Neufra bildenden Schotter sind in ihren hangenden Partien praktisch frei von Donaumaterial und somit auch von Weißjurakalkstein-Geröllen. Eine Erklärung des auffallend rötlichen Farbtones im B_1 -Horizont durch Besonderheiten im Ausgangsmaterial kommt somit nicht in Frage. Es liegt deshalb nahe, an eine klimatische Ursache zu denken.

Tabelle 3
Bodenfarbwerte nach MUNSSELL (Soil Color Charts) und durch Remissionsmessungen ermittelte Werte.

Boden und Lokalität	Farb- beurteilung im Gelände	Bodenfarbe nach MUNSSELL (Probe auf weißem Papier verrieben, trocken)	Spektraler Farbanteil (Maßzahl für Rotanteil)
Para-Braunerde auf weißjura- reichen Rißschottern, Kgr. Heu- dorf b. Meßkirch, B ₁ -Horizont	hell rötlich- braun	5 Y R 5/6-8 bis 4/6-8	0.427
Para-Braunerde auf Würm- schottern, Kgr. Schray E Singen a. H., B ₁ -Horizont	rötlich braun	7.5 Y R 5/6-8 bis 4/6-8	0.391
Interglazialboden der Kgr. Neufra auf Mindelschottern, B ₁ -Horizont	rötlich- braun	7,5 Y R 5/6 bis 5 Y R 5/6	0.380
Oberflächenboden der Kgr. Neufra auf Riß-Moräne, B ₁ -Horizont	mittel- braun	10 Y R 5/3-4 bis 4/3-4	0.377
Para-Braunerde auf Würm- schottern, Kgr. Saulgau, B ₁ -Horizont	stumpf graubraun	10 Y R 5/3-4 bis 4/3-4	0.341

Hierzu sind genauere Angaben möglich. Vergleichende Beobachtungen an Verwitterungsböden von Würmschottern im Rheingletschergebiet zeigen, daß im thermisch begünstigten westlichen Bodenseegebiet (vgl. Klima-Atlas von Baden-Württemberg) B-Horizonte mit einem auffallend rötlichen Farbton vorkommen (vgl. Tab. 3)²⁾, wie er im nördlichen und östlichen Rheingletschergebiet nirgends auftritt³⁾. Diese Para-Braunerden mit rötlich-braunem B-Horizont sind vor allem auf den Schottern und Endmoränen im Gebiet von Radolfzell—Singen in großer Fläche verbreitet.

Angesichts des allgemein bekannten, wenn auch im einzelnen noch wenig erforschten Zusammenhangs zwischen Temperaturklima, speziell Sommerwärme, und Bodenfarbe (Dehydratation der Eisen-3-Verbindungen bzw. teilweise Goethit-Hämatit-Umwandlung bzw. Eisenanreicherung) besteht daher Grund zu der Annahme, daß das Vorkommen solcher rötlich-brauner Farbtöne im B-Horizont der Würmschotter-Verwitterungsböden des westlichen Bodenseegebietes durch das thermisch günstige Regionalklima im Verein mit standörtlichen, lokalklimatischen Besonderheiten bedingt sei. Gemäß dieser Annahme müßten also im westlichen Bodenseegebiet die postglazialen Temperaturen wenigstens zu Zeiten so hoch gewesen sein, daß hier rötlichbraune Bodenfarben entstehen konnten, während die postglazialen Temperaturen im nördlichen und östlichen Rheingletschergebiet zur Bildung solcher Bodenfarben nicht ausreichten. Ein dem räumlichen Klimaunterschied zwischen westlichem Bodenseegebiet und der Riedlinger Gegend entsprechender zeitlicher Klimaunterschied könnte somit die Farbdifferenz zwischen dem rötlich-braunen B₁-Horizont des Neufraer Interglazialbodens und dem stumpfen Braun der B-Horizonte auf den benachbarten Würmschottern erklären (vgl. Tab. 3).

Somit liegt es nahe, für das Bildungsklima des Neufraer Interglazialbodens etwas höhere Sommertemperaturen anzunehmen, als sie heute (im Postglazial) in der Riedlinger Gegend herrschen. Die Größenordnung der Differenz dürfte den sommerlichen Tempera-

2) Auf diese Beobachtungen hat schon vor Jahren Herr Dr. S. MÜLLER, Stuttgart, aufmerksam gemacht.

3) Nach Abschluß des Manuskriptes erbrachten Farbremissionsmessungen an einer Serie von Proben im wesentlichen eine Bestätigung der subjektiven Farbbeobachtungen im Gelände und der ebenfalls subjektiven Farbvergleiche mit dem MUNSSELL-Atlas. — In Tab. 3 ist in der 4. Spalte der mit Hilfe von Remissionsmessungen ermittelte spektrale Farbanteil als Maßzahl für den Rotanteil der Bodenproben aufgeführt. Über die Farbmeßmethode und ihre Ergebnisse wird an anderer Stelle ausführlich berichtet (KÄSZ und WERNER).

turunterschieden zwischen der Riedlinger Gegend und dem westlichen Bodenseegebiet (1,0—1,5°⁴) entsprechen.

Es ist noch zu berücksichtigen, daß die Rotfärbung im Neufraer Interglazialboden um wenigstens 1 m tiefergegriffen hat als in den Würmschotterböden des westlichen Bodenseegebietes, deren B/C-Grenze eine Tiefe von 1 m unter Gelände nicht überschreitet. Insgesamt wird man nicht fehlgehen, wenn man aus der auffallend rötlich-braunen Farbtonung des Neufraer Interglazialbodens auf ein Temperaturklima der Entstehungszeit schließt, welches das Holozän um einige wenige Grad übertroffen hat.

Die Mächtigkeit der Bodenbildung als Hinweis auf die Dauer des Interglazials

Ebenso wie bei der Heranziehung von Farben fossiler Böden zur Beurteilung des Entstehungsklimas ist bei der Heranziehung der Mächtigkeit fossiler Böden zu Aussagen über die Dauer der Bildungszeit kritische Vorsicht geboten. Denn die Mächtigkeit von Bodenbildungen ist nicht nur eine Funktion der Zeit, sondern auch eine solche des sich ständig ändernden Klimas.

So sind die braunen Verwitterungsböden auf Würmschottern im westlichen Bodenseegebiet und im Donaugebiet geringer mächtig (Entkalkungstiefe gegen 1 m) als die entsprechenden gleichaltrigen Böden auf Würmschottern des Rheingletschers im Allgäu (Entkalkungstiefe um 1.3—1.5 m) bei im wesentlichen gleicher geröllpetrographischer Zusammensetzung des Ausgangsmaterials. Die regionale Differenzierung der Entkalkungstiefe entspricht der regionalen Differenzierung des Niederschlagsklimas (westliches Bodenseegebiet und Donaugebiet um 7—800 mm, nordwestliches Allgäu 1000—1500 mm). Diese Beobachtungen bestätigen die theoretische Überlegung, daß ein feuchtes, kühleres Klima der Karbonatwegführung, mit der ja die Bodenbildung auf karbonatreichem Substrat einsetzt, günstiger ist als ein trockeneres, wärmeres.

Größere Mächtigkeit eines fossilen Bodens im Vergleich zu rezenten Bildungen kann somit entweder auf höherem Niederschlag oder auf längerer Dauer der Bildungszeit beruhen; es kann ihr aber auch eine Kombination beider Ursachen zugrunde liegen.

Im Falle des Neufraer Interglazialbodens ist indessen seine im Vergleich zu den entsprechenden rezenten Bodenbildungen große Mächtigkeit mit einer längeren Bildungszeit und nicht mit erheblich höheren Niederschlägen zu erklären. Denn ein wesentlich feuchteres Klima hätte deutliche Anzeichen von Staunässe im Boden hinterlassen müssen, wie dies an Para-Braunerden großer Entkalkungstiefe auf durchlässigen Würm-Substraten im niederschlagsreichen Allgäu bei Isny zu beobachten ist (schwache bis mäßige Pseudovergleyungen im B-Horizont). Eine Grau-Rost-Fleckigkeit ist aber im Neufraer Bodenrelikt nur an einer einzigen engbegrenzten Stelle (Durchmesser etwa 20—30 cm, s. Profilbeschreibung) beobachtet worden, woraus geschlossen werden darf, daß das Neufraer Interglazial im großen und ganzen nicht erheblich feuchter als das Postglazial gewesen sein kann.

Somit läßt sich die Mindestdauer des Neufraer Interglazials durch Vergleich der rekonstruierten Mächtigkeit des Interglazialbodens mit derjenigen der rezenten Bodenbildungen auf Würm-Substraten in der Umgebung grob angeben. Die Mindestmächtigkeit des Neufraer Interglazialbodens betrug, wie oben gezeigt wurde, 2 m (ohne Schlotten), wohingegen die Mächtigkeit der Böden auf Würmschottern in der Umgebung über ca. 1 m nicht hinausgeht. Berücksichtigt man noch, daß letztere im Gegensatz zum Neufraer Interglazialboden keine tiefgreifenden Schlottenbildungen aufweisen, so darf für den Neufraer Interglazialboden eine Bildungszeit veranschlagt werden, die mindestens 2 bis 3 mal so lange währte wie das Postglazial (>25 000 Jahre).

Auch ein Vergleich des Neufraer Interglazials mit dem Riß/Würm-Interglazial mag versucht werden. Wie oben gezeigt wurde, entspricht der Neufraer Interglazialboden nach Mächtigkeit und Profilausbildung den Para-Braunerden großer Entkalkungstiefe auf riß-eiszeitlichem Material. Deren Entstehungszeit datiert vom Beginn des Riß/Würm-Inter-

⁴ Die Differenz zwischen den langjährigen Mitteln der Vegetationsperiode von Radolfzell und von Saulgau (14 km SW Neufra) beträgt nach Auskünften des Wetteramtes Freiburg 1.44°.

glazials und geht bis heute, mit Unterbrechung durch die Kaltzeiten des Würm, in denen das gebildete Bodenmaterial teilweise — jedoch nicht in ebenen Lagen — durch Solifluktion wieder abgetragen wurde. Die Dauer des Neufraer Interglazials hat also der Größenordnung nach viel eher derjenigen des Riß/Würm-Interglazials als der des Postglazials entsprochen, wobei sehr wohl möglich ist, daß sie diejenige des Riß/Würm-Interglazials übertraf.

Beobachtungen und Untersuchungen zur Verwitterungsintensität

Nicht nur nach dem mengenmäßigen Anteil der Tonfraktion, sondern auch nach dem Grad der Verwitterungsintensität unterscheidet sich der B₁-Horizont des interglazialen Reliktbodens, wie aus der Profilbeschreibung hervorgeht, deutlich vom B₂-Horizont. Während im B₂-Horizont die Amphibolitgerölle noch harte, völlig intakte Oberflächen zeigen und die Flyschsandsteingerölle zwar entkalkt sind, aber sich nicht zerdrücken lassen, sind die Amphibolitgerölle im B₁-Horizont oberflächlich angewittert, und die Flyschsandsteingerölle zerfallen unter mäßigem Druck der Hand. Hieraus geht hervor, daß der B₁-Horizont einer intensiveren Verwitterung unterworfen war als der B₂-Horizont und daß demzufolge der Unterschied im Tongehalt zu einem Teil mit der unterschiedlich starken Verwitterung, Tonfreisetzung und Tonneubildung erklärt werden muß. Wie das Dünnschliffbild des B₁-Horizontes zeigt (Abb. 5), hat jedoch auch starke Toneinschlammung aus dem (abgetragenen) Oberboden stattgefunden.

Entsprechende Unterschiede im Verwitterungsgrad zwischen B_i- und B_v-Horizont sind an allen Para-Braunerden großer Entkalkungstiefe auf rißzeitlichem Material zu beobachten.

Quantitativ läßt sich die Verwitterungsintensität in der Schwermineralfraktion erfassen. Bei der Durchmusterung des gesamten Profils nach seiner Schwermineralzusammensetzung zeigte sich, daß der Granat im B_i-Horizont bis auf wenige Procente ausgemerzt ist und daß die übriggebliebenen Körner bizarre Anlösungsformen aufweisen. Hierauf wurde die von WEYL (1952a und b) vorgeschlagene Methode der Ätzwertbestimmung angewandt, wobei aber nur der Granat Berücksichtigung fand. Hornblende und die Epidotgruppe erwiesen sich aus verschiedenen Gründen als ungeeignet.

Die Bestimmungen wurden an der Korngrößenfraktion 0.06—0.3 mm durchgeführt. Vor der Bromoform-Trennung wurden die Proben ½ Std. in 15%iger HCl gekocht. Die Abgrenzung der drei von WEYL vorgeschlagenen Korrosionsgruppen geschah nach folgenden Gesichtspunkten:

Gruppe I: Nicht bis schwach geätzte Körner. (Keine oder nur undeutliche Korrosionserscheinungen.)

Gruppe II: Mäßig geätzte Körner. (Die Kornoberflächen zeigen deutliche Einbuchtungen; eingeschlossene Rutil- und Zirkonnadeln beginnen herauszuwittern.)

Gruppe III: Stark geätzte Körner. (Bizarre Korrosionsformen.)

Bei unklarer Zuordnung wurde das Korn eher der niedrigeren als der höheren Ätzgruppe zugeschlagen. — Der Ätzwert errechnet sich nach WEYL wie folgt: Die Prozentanteile der drei Ätzgruppen an der Gesamtzahl der Granatkörner werden addiert, wobei Gruppe I mit dem Faktor 0, Gruppe II mit dem Faktor ½ und Gruppe III mit dem Faktor 1 multipliziert wird. Auf diese Weise ergibt sich eine Relativzahl als brauchbares Maß für die Verwitterungsintensität.

Die Ätzwertbestimmung ist vor allem auch dann wertvoll, wenn es, wie im vorliegenden Falle, zu zeigen gilt, daß Schwankungen der Granatführung tatsächlich auf teilweise Ausmerzung durch Verwitterung und nicht auf primäre Sedimentationsschwankungen zurückgehen.

Das Ergebnis der Schwermineraluntersuchung geht aus dem Verlauf der Kurven der Granatführung und des Granat-Ätzwertes im Diagramm Abb. 4 hervor. Die starke Gegenläufigkeit beider Kurven im B₁-Horizont des interglazialen Reliktbodens zeigt, daß der geringe Granat-Anteil tatsächlich auf einer Ausmerzung beruht.

Der sich schon in der verschiedenen starken Anwitterung petrographisch gleicher Gerölle äußernde unterschiedliche Verwitterungsgrad der Horizonte B₁ und B₂ des Interglazialbodens wird durch den Kurvenverlauf bestätigt.

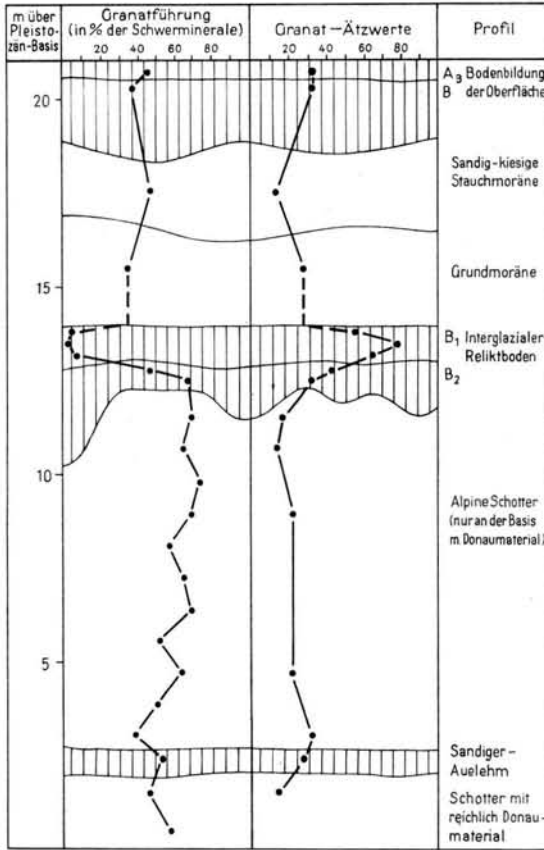


Abb. 4. Granatführung in % der durchscheinenden Schwerminerale und Granat-Ätzwerte nach WEYL (1952) in der Kiesgrube Neufra.

Der Verlauf beider Kurven zeigt ferner, daß nur im B₁-Horizont des interglazialen Reliktbodens die Granate stark angegriffen und dezimiert wurden, wohingegen sie im B₂-Horizont des jüngeren, postrißzeitlichen braunen Oberflächenbodens und im älteren braunen Auenboden nur eine unsichere schwache (innerhalb der Fehlergrenzen liegende) oder gar keine Dezimierung aufweisen.

Dieser letztere Umstand wiederum erlaubt die Aussage, daß die Dezimierung der Granate im wesentlichen das Werk der interglazialen Verwitterung war und nicht der langen Verweildauer im tonigen Milieu überhaupt zuzuschreiben ist. Wäre dies der Fall, so müßte der ältere Aueboden eine mindest ebenso starke, wenn nicht noch stärkere Granatdezimierung als der interglaziale Reliktboden zeigen.

Neben dem Granat zeigen auch andere durchscheinende Schwerminerale im B₁-Horizont des Interglazialbodens deutliche Korrosionserscheinungen, welche im übrigen Profil nicht oder nicht in diesem Ausmaß auftreten. — Die Hornblenden sind sehr stark korrodiert und gebleicht, jedoch nicht deutlich dezimiert. — Die Minerale der Epidotgruppe, vor allem die Pistazite, zeigen sehr starke Zersetzung. Diese ist indessen auch im übrigen Profil zu beobachten und führte nicht zu einer merklichen Dezimierung. — Auffallend sind die Anzeichen deutlicher Korrosion, welche die als ziemlich stabil geltenden Minerale Staurolith und Disthen im B₁-Horizont des Interglazialbodens erkennen lassen. In den Proben aus diesem Horizont — und nur hier — sind viele Staurolithe durchsetzt von

schmutziggrauen, z. T. fast opaken, diffus verlaufenden Partien; die Farbe solcher Körner ist schmutzig braungelb bis schmutzig hellgelb bei deutlich nachlassendem Pleochroismus, und ihre Oberflächen sind leicht zerlappt. — Die Disthene dieser Proben sind großenteils von der Oberfläche her ziemlich angegriffen, z. T. auch entlang der Spaltrisse. —

Es kann somit aufgrund des Kurvenverlaufes der Granatführung und der Granatätzung sowie auf Grund zusätzlicher Beobachtung von Korrosion an sonstigen Schwermineralen ausgesagt werden, daß die Verwitterung im Interglazial von Neufra ungleich intensiver war als diejenige des Postglazials. Indessen darf aus der geringen Granatätzung im B₁-Horizont des postrißzeitlichen Oberflächenbodens nicht ohne Vorbehalt auch auf eine im Vergleich zum Interglazial von Neufra geringere Verwitterungsintensität des Riß/Würm-Interglazials geschlossen werden, da der Riß/Würm-interglaziale B₁-Horizont während des Würmglazials an der geeigneten Oberfläche zum Teil der Solifluktion zum Opfer gefallen sein könnte.

Wie weit der im B₁-Horizont des Interglazialbodens festgestellte vergleichsweise hohe Verwitterungsgrad auf die lange Dauer des Interglazials und wie weit er auf ein im ganzen etwas wärmeres — und vielleicht auch gleichmäßiger feuchtes — Klima zurückgeführt werden muß, kann auf Grund dieser Beobachtungen vorläufig nicht entschieden werden.

Mikroskopische Untersuchung der Tonsubstanz

Das Dünnschliffbild vom B₁-Horizont des interglazialen Bodenreliktes zeigt dieselbe hochdisperse aggregat-doppelbrechende Tonsubstanz mit Feinschichtung infolge von Tontransport in den Bodenhohlräumen (Lessivierung)⁵⁾, wie sie für den B₁-Horizont der Para-Braunerden auf oberschwäbischen Würm- und auf Riß-Sedimenten charakteristisch ist. Es besteht somit kein Zweifel, daß es sich bei dem ursprünglichen Interglazialboden von Neufra um eine Para-Braunerde mit A₁-B₁-Horizontierung handelte.

Auch bei stärkster Vergrößerung ist in der Tonsubstanz keinerlei Flockung, Eisenausscheidung oder dgl. erkennbar. Die Tonsubstanz unterscheidet sich in ihren optischen Eigenschaften nicht von der Tonsubstanz in einem Vergleichs-Dünnschliff aus dem B₁-Horizont einer Para-Braunerde auf Würmschottern bei Saugau, wenn man absieht von dem im Interglazialboden etwas rötlicheren Farbton. Anzeichen für eine Kolloid-Alterung im Interglazialboden sind somit auf optischem Wege nicht feststellbar.

Im Körnerpräparat wurde die Lichtbrechung der Tonpartikel bestimmt. Sie liegt beim interglazialen wie beim postglazialen Boden ohne merklichen Unterschied um 1.57.

Ein deutlicher Unterschied zwischen dem B₁-Horizont des Interglazialbodens und dem B₁-Horizont des Vergleichsbodens auf Würmschottern zeigt sich indessen in der Bodenstruktur (vgl. die Abb. 5 und 6). Die Hohlräume im ersteren sind in stärkerem Maß von Tonsubstanz erfüllt als in letzterem. Ferner ist die Tonsubstanz des Interglazialbodens in viele kleine Schollen von der mittleren Größe 0.1—0.5 mm zerbrochen, welche in sich feingeschichtet sind, teilweise einheitlich auslöschend und einen schwachen Pleochroismus zeigen.

Diese Zerteilung der doppelbrechenden Tonsubstanz in Bruchstücke ist die Folge der Durchbewegung, welche der Interglazialboden im Gegensatz zu den Postwürm-Böden erfahren hat, und zwar sowohl durch Kryoturmbation als auch durch die Druck- und Scherkräfte des sich über den Boden hinweg bewegenden Riß-Gletschers. Ähnliche Erscheinungen sind in den tieferen Horizonten von Para-Braunerden großer Entkalkungstiefe auf Riß-Substraten zu beobachten, dort als Folge der würmeiszeitlichen Kryoturmbation.

Sonstige tonmineralogische Untersuchungen

Zur Bestimmung der Tonminerale wurde eine Probe vom B₁-Horizont des Neufraer Interglazialbodens röntgenographisch, differential-thermoanalytisch und elektronenmikroskopisch untersucht⁶⁾, und zwar jeweils zusammen mit einer Vergleichs-Probe aus dem B₁-

5) Näheres hierüber bei KUBIENA 1948 und ALTEMÜLLER 1956.

6) Herr Dr. BRAUNER und Herr Dr. TABORSKY vom Mineralogischen Institut der Universität Freiburg haben entgegenkommenderweise die röntgenographischen und differentialthermoanalytischen Bestimmungen und Fräulein Dr. BRAUN vom Radiologischen Institut der Universität Freiburg die elektronenmikroskopischen Aufnahmen besorgt. Ihnen sei für ihre Mitarbeit herzlich gedankt.

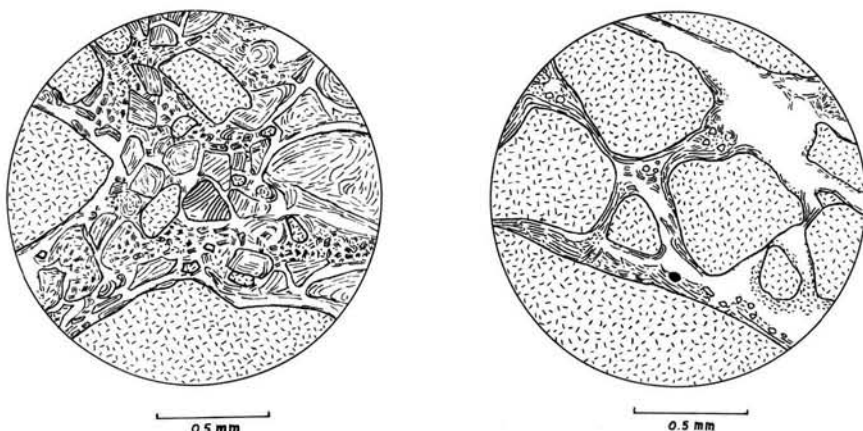


Abb. 5 (links). Dünnschliffbild aus dem B₁-Horizont des interglazialen Bodenreliktes von Neufra. Gerölle und grobe Sandkörner: unregelmäßig gestrichelt. Doppelbrechende Tonsubstanz: parallel verlaufende Linien. Nichtdoppelbrechende Tonsubstanz: Punktiert. Hohlräume: weiß. Die doppelbrechende Tonsubstanz ist zerschuppt, gestaucht und in zahlreiche Schollen zerbrochen, die zum Teil sehr ausgeprägte Feinschichtung besitzen (Scholle in Bildmitte). Einzelne Schollen löschen einheitlich aus und zeigen relativ hohe Interferenzfarben (durch zonare Linien angedeutet). — Abb. 6 (rechts): Dünnschliffbild aus dem B₁-Horizont einer Para-Braunerde auf Würmschottern (Kiesgrube S Saulgau). Signaturen wie bei Abb. 5. Die doppelbrechende Tonsubstanz schmiegt sich den Gerölloberflächen an und zeigt Feinschichtung. Sie befindet sich noch am Ort ihrer Entstehung.

Horizont desselben Para-Braunerde-Profiles auf Würmschottern in einer Kiesgrube S Saulgau, aus welchem auch der bei der Dünnschliff-Untersuchung herangezogene Vergleichs-Dünnschliff stammt.

Hierbei konnten der tonmineralogischen Zusammensetzung nach keine Unterschiede zwischen dem B₁-Horizont des Interglazialbodens und dem B₁-Horizont der Würmschotter-Para-Braunerde festgestellt werden. Der röntgenographische Befund ergab, daß die Tonsubstanz in beiden Fällen sehr wahrscheinlich aus einem dioktaedrischen Illit-Mineral (Di-Illit, Sericit) besteht, wobei der amorphe Anteil nur gering sein kann. Auch die Differential-Thermoanalyse spricht für Illit; Montmorillonite sind nach den D.T.A.-Kurven auszuschließen.

Im elektronenoptischen Bild findet man ebenfalls keine Unterschiede zwischen der Tonsubstanz des Interglazialbodens und derjenigen der Würmschotter-Para-Braunerde. Kaolinite sind nach dem elektronenoptischen Bild ausschließbar.

Insgesamt zeigen die tonmineralogischen Untersuchungen, daß die Tonbildungsvorgänge bei der Verwitterung der Mindelschotter im Mindel/Riß-Interglazial sich nicht erkennbar unterscheiden von den Tonbildungsvorgängen bei der Verwitterung der Würmschotter im Postglazial und daß im Interglazialbodenrelikt von Neufra keine Alterungserscheinungen in Form von Tonmineralumwandlungen nachweisbar sind.

3. Deutung des Profiles von Neufra

Ausgangspunkt für die Deutung ist der Verwitterungshorizont (Abb. 2; 3). Wie die vergleichende bodenkundliche Untersuchung gezeigt hat, war seine Bildungszeit ein echtes Interglazial, dessen Temperaturen im ganzen ungefähr denen des Postglazials entsprachen, sehr wahrscheinlich aber zeitweise um einige Grad über den heutigen lagen, und dessen Dauer die des Holozäns um mindestens das Doppelte übertraf.

Die Grundmoräne (2, 2a, 2b) sowie ihre Einlagerungen im Hangenden sind ganz ohne Zweifel in der Rißeiszeit (Biberacher Stufe) abgelagert worden. Die kristallinreichen fluvioglazialen Schotter (4, 4a) im Liegenden des Verwitterungshorizontes, die dessen Ausgangsmaterial darstellen, müssen demzufolge der nächstälteren Eiszeit, also der Mindel-eiszeit, entstammen. Der Verwitterungshorizont selbst verdankt seine Entstehung der Warmzeit zwischen Mindel und Riß.

Die aus den vergleichenden bodenkundlichen Untersuchungen gewonnenen Erkenntnisse gestatten den Versuch, dieses Interglazial in die aus dem nordischen Vereisungsgebiet bekannte Abfolge der pleistozänen Warmzeiten einzustufen. Ihrem klimatischen Charakter nach kommen hiervon wohl nur das Eem- und das Holstein-Interglazial in Frage, von denen das erstere wegen zu geringen Alters auszuschließen hat. Von der „Wärmezeit zwischen Alt- und Mittelriß“ (Hemmoor) KOLUMBE'S (1953), vom „Ohe-Interglazial“ VON DER BRELIE'S (1955) bzw. von der „Treene-Wärmeschwankung“ PICARD'S (1960) sind bis heute keine marinen Transgressionen bekannt. Eine solche ist aber für die Entstehungszeit des Interglazialbodens von Neufra, welche zumindest gleich warm oder etwas wärmer war und sehr viel länger andauerte als das Holozän, anzunehmen.

Somit kommt am ehesten das Holstein-Interglazial als mögliche Entstehungszeit der Bodenbildung von Neufra in Frage. Die Vorkommen von *Buxus sempervirens* und *Vitis silvestris* in Norddeutschland und in den Niederlanden (WOLDSTEDT 1958, FLORSCHÜTZ 1957) außerhalb ihrer heutigen Areale bezeugen für das Holstein-Interglazial einen wärmeren Abschnitt, dessen Temperaturen die heutigen um einige Grad übertroffen haben müssen (vgl. z. B. Arealkarte von *Buxus sempervirens* bei WALTER 1954, S. 174). Der Gesamtaspekt der Waldentwicklung im Holstein-Interglazial (zuletzt HALLIK 1960) andererseits zeigt, daß die Temperaturerhöhung über einen Betrag von wenigen Grad nicht hinausgegangen sein kann.

Der Zuordnung des Neufra-Interglazials zu Holstein entspricht eine Parallelisierung des Hangenden (Riß) mit Saale (Drenthe) und des Liegenden (Mindel) mit Elster. Elster und Saale aber sind genau diejenigen Glaziale des nordischen Vereisungsgebietes, deren Gletscher — wie die von Mindel und Riß im Rheingletschergebiet — die größte Ausdehnung hatten.

Die Liegendschichten des Neufraer Profils, der Auelehm (5, 5a) und die Donauschotter (6) an der Basis des diluvialen Profils sind in der frühen Mindeleiszeit abgelagert worden. Die grobe Basislage, die an einigen Stellen anzutreffen war, ist der Rest einer Sohlenpflasterung des Flußbettes der Donau aus der Zeit der fluviatilen Erosion zwischen Günz und Mindel. Interessant ist das Vorkommen von Schwemmlöß im Auelehm auf sekundärer Lagerstätte. Dieser Löß könnte Günzzeitlich, kann aber auch in der frühen Mindeleiszeit abgelagert worden sein. Eine Entscheidung ist schwer zu treffen. Sicher ist aber, daß im Einzugsgebiet der Ertinger Schotterrinne älteres alpines Material (Günz) vorhanden war (Heiligenberger Schotterfeld, SCHÄDEL 1952).

4. Der Aufschluß von Ertingen

Profilbeschreibung

6 km stromaufwärts Neufra in demselben Schotterkörper (Ertinger Schotterfeld) liegt die Gemeindekiesgrube von Ertingen, im Weilertal 2 km südlich der Ortschaft. Hier ist zwischen 570 und 590 m Meereshöhe ein weiteres mehrfach gegliedertes Quartärprofil aufgeschlossen (vgl. Abb. 7).

Interessant für die Gliederung sind die obersten 5—6 m. Unten lagern etwa 15 m kristallinreiche Schotter der Ertinger Rinne, die nach oben immer größer werden und schließlich in Schottermoräne oder sehr moränennahe Schotter (5) übergehen. Diese sind zu kompakter Nagelfluh verbacken. Die Nagelfluh ist gekappt und überschliffen von einem Gletscher, der die hangende Grundmoräne (4) abgelagert hat. Aus einzelnen härteren Partien wurden regelrechte Rundhöcker herausgearbeitet. Manche Gerölle sind bis über die Hälfte ihrer ursprünglichen Dicke abgeschliffen worden. Die Schrammen verlaufen N 10° E.

Auf dem hangenden Geschiebemergel liegt verwitterter brauner Lößlehm, darüber Fließerde, ebenfalls verwittert (3, 3a). Geschiebemergel, Lößlehm und Fließerde sind

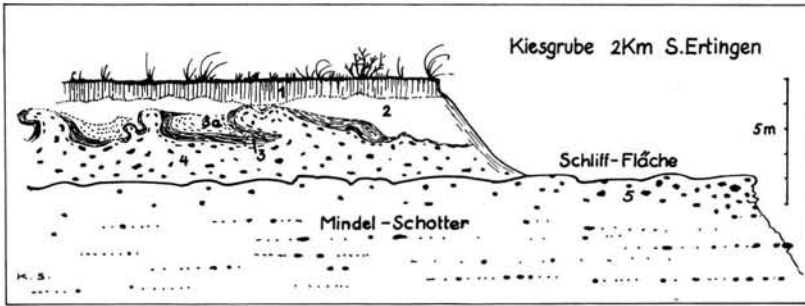


Abb. 7. Kiesgrube S Ertingen, 1 Postwürmzeitliche Bodenbildung auf Moräne und Löß, 2 Löß, 3 Verwitterter Lößlehm und Moräne (alter B_1 -Horizont), 3a Verwitterter und frischer Lößlehm, z. T. auch verwitterte Moräne, 4 Frischer Geschiebemergel (Riß), 5 Schottermoräne (Mindel), zu Nagelfluh verbacken.

durch Frostaufbrüche periglazial durchbewegt und verfaultet worden. Diskordant lagert sich darüber ein geringmächtiger frischer Löß (2), der den nacheiszeitlichen Boden trägt. An der linken Grubenwand findet sich im jungen Löß eine begrabene humose Bodenoberfläche, die von Schwemmlöß überdeckt wird und in der Holzkohlereste und urnenfelderzeitliche Scherben gefunden wurden.

Auch hier ergaben Geröllanalysen, die von E. GEIGER freundlicherweise durchgeführt wurden, daß zwischen der hangenden Grundmoräne und dem überfahrenen Ertinger Schotter keine petrographischen Unterschiede bestehen.

Deutung des Profiles

Nach der Ablagerung des Ertinger Schotters und der Schottermoräne in der Mindel-eiszeit kam es im Mindel/Riß-Interglazial (Neufra) zur Nagelfluhbildung. Diese Nagelfluh wurde vom Rißgletscher überfahren und geschliffen.

Das Vorhandensein der Schottermoräne oder des moränennahen Schotters zeigt, daß der Mindelgletscher bis in die Gegend von Ertingen vorgestoßen war (Abb. 1).

Die periglaziale Durchbewegung der Deckschichten dieses Profils erschwert seine weitere Deutung. Trotzdem ergibt sich recht zwanglos, daß auf den Geschiebemergel der Rißzeit (4) eine Lößdecke, die vermutlich lückenhaft war, aufgeblasen wurde. Danach setzte eine Bodenbildung ein (Riß/Würm-Interglazial), die in der Umgebung der Kiesgrube neben dem Löß auch die Moräne erfaßte. Zu Beginn der Würmeiszeit erfolgte die periglaziale Durchbewegung an der damaligen Oberfläche. Später, während des Hochstandes der Würmeiszeit, wurde erneut Löß aufgeweht. Das begrabene Bodenprofil ist nacheiszeitlich, denn die Scherbenreste erweisen sich als der Schussenrieder Kultur zugehörig.

In diesem Profil sind zwei Interglaziale enthalten: Das Mindel/Riß-Interglazial, dem die Nagelfluhbildung entspricht, und das Riß/Würm-Interglazial, dem die Bodenbildung vor der Kryoturbation ihre Entstehung verdankt.

5. Die Aufschlüsse von Rottum

Ein drittes Aufschlußprofil bestätigt die Einstufung der Aufschlüsse von Ertingen und Neufra. Es wurde von F. WEIDENBACH im Anschluß an Neufra und Ertingen auf der Tagung des Oberrheinischen Geologischen Vereins im Frühjahr 1961 vorgeführt.

Der jüngere Rottumer Verwitterungshorizont

Der Aufschluß befindet sich an der Stelle, wo nach der geologischen Spezialkarte 1 : 25 000 Blatt Ochsenhausen (WEIDENBACH 1937) der äußerste Moränenwall der Rißzeit das Rottumtal quert (500 m nördlich der Ortschaft Rottum, auf der östlichen Tal-seite). Vgl. Abb. 8.

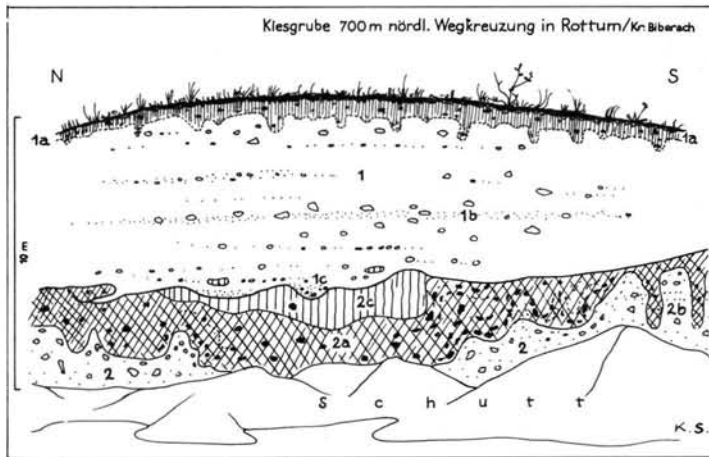


Abb. 8. Kiesgrube N Rottum, Ldkr. Biberach. 1 Schottermoräne der Rißeiszeit, 1a Oberflächenboden, 1b Braune, lehmige Sandlage, 1c Kiesige Rinnenfüllung an der Basis von 1, 2 Stauchmoräne der Mindelzeit, 2a Interglaziale Verwitterung zwischen Mindel und Riß, 2b Schlotten, 2c Auelehm.

Unter 6 m einer teilweise gut geschichteten Schottermoräne der Rißeiszeit (1) liegt eine zweite tief verwitterte Stauchmoräne (2). In beiden Moränen finden sich reichlich kristalline Geschiebe. Auf der verwitterten Stauchmoräne und in dieselbe eingeschnitten, liegt in der Mitte des Aufschlusses ein entkalkter, z. T. gleyfleckiger Auelehm (2c), der offenbar in einer kleinen Mulde abgelagert wurde. Die hangende Schottermoräne hat Fetzen von ihm aufgenommen. Auf beiden Seiten des Aufschlusses taucht unter der verwitterten Moräne frisches Material auf. Die Verwitterungsdecke (2a) ist hier geringer mächtig; dafür erkennt man aber an Verwitterungsschlotten (2b), die tief in das unverwitterte Material eingreifen, daß die Bodenbildung an Ort und Stelle erfolgt ist, bevor der Gletscher, der die hangende Moräne abgelagert hat, heranrückte. Zusammengefaßt ergibt sich für den Rottumer Verwitterungshorizont folgendes Bild: Oben 6 m Schottermoräne der Rißeiszeit, in der Mitte 0—1,5 m Auelehm, darunter 0,5—2,00 m verwitterte Moräne, an der Basis frische kristallinreiche Moräne des nächstälteren Glazials, also der Mindelzeit. Der Verwitterungshorizont ist eine Bildung des Mindel/Riß-Interglazials.

Der Aufschluß zeigt, daß der Mindelgletscher noch über diesen Punkt hinweggegangen sein muß (vgl. Abb. 1), gibt also einen Anhaltspunkt für die Ausdehnung der Vorlandvereisung.

Der ältere Rottumer Verwitterungshorizont

Schon seit langem ist in Rottum ein zweiter Verwitterungshorizont bekannt (F. WEIDENBACH 1937). Er ist an mehreren Stellen im Dorf Rottum und etwas südlich davon aufgeschlossen und liegt auf Schottern, die äußerst arm an kristallinen Geröllen und auffallend gut gerundet sind. Dasselbe Aufschlußbild findet sich in der nahegelegenen Kiesgrube bei Hattenburg. Die liegenden Schotter gehören der Zeiler Stufe an. Dies ist der oben angeführte kristallinarmer Schotterhorizont, der sich an vielen Stellen des Rheingletschers nachweisen läßt und der häufig eine sehr mächtige rotbraune Verwitterung trägt. Die Überlagerung besteht immer aus kristallinreichen Altmoränen (SCHÄDEL 1950 und A. SCHREINER 1950, 1951). Im mittleren Rheingletscher wird er durch den Heiligenberger Schotter vertreten, der im Gebiet von Heiligenberg, Pfullendorf und Königseggwald neben glazialen Ablagerungen der Ertinger Stufe liegt und sich dort als sicher älter ausweist. Die Zeiler Stufe gehört der Günzeit an. Dieselben Altersverhältnisse ergeben die Rottumer Aufschlüsse, so daß wir in der Nähe dieses Dorfes einmal einen Verwitterungs-

horizont des Günz/Mindel-Interglazials haben und zum zweiten einen Verwitterungshorizont des Mindel/Riß-Interglazials. Beide lassen sich mit Sicherheit voneinander unterscheiden durch die andersartige Petrographie ihrer Ausgangsgesteine: Günz ist kristallinarm, Mindel ist kristallinreich, ebenso kristallinreich wie die Moräne der Rißzeit, die beide Ablagerungen überdeckt. Außerdem ist die Verwitterungsmächtigkeit, vor allem die Entkalkung, verschieden, die bei den Günzschottern wesentlich mächtiger ist.

III. Revision der Stratigraphie

Als Ergebnis der Untersuchungen an den drei Profilen schält sich heraus: In den Altmoränen Oberschwabens sind zwei durch ein Interglazial getrennte Eiszeiten verborgen. Diese schon mehrmals vorher von verschiedenen Autoren geäußerte Vermutung kann bestätigt werden. Darüber hinaus ist es möglich, ein ungefähres Bild von der älteren der beiden großen Eiszeiten zu geben (Abb. 1). Zur Nomenklaturfrage haben wir bereits Stellung genommen. Die von GRAUL (1952) verfochtene Bezeichnung „Altriß“ lehnen wir ab. Entsprechend dem Prioritätsrecht von A. PENCK & E. BRÜCKNER muß man die jüngere Vereisung Riß, die ältere Mindel nennen.

Das hat zur Folge, daß sich im Rheingletschergebiet für alle älteren glazialen Serien eine Altersverschiebung nach rückwärts ergibt: Mindel I (SCHÄDEL 1950, 1952) wird Günz (was ebenfalls wieder der Ansicht A. PENCK's entspricht). Die mit Sicherheit älteren Schotterriedel von Dorndorf, Eichen-Erlenmoos und Kirchberg (Günz von F. WEIDENBACH 1937) müssen Donau II und Donau I genannt werden. Sie entsprechen altersmäßig den Donauzeiten von B. EBERL (1930), allerdings nur bedingt, da bei EBERL Donau I und Donau II übereinander liegen. Beides ist eine Akkumulation, deren unterer Teil nicht glazial ist. Erst die hangenden Schichten haben echten fluvioglazialen Charakter.

Diese stratigraphische Verschiebung ist notwendig, um Vergleiche mit anderen Vereisungsgebieten, so z. B. mit Norddeutschland, durchführen zu können. Die Korrelation geht überraschend gut, denn in beiden Vereisungsgebieten ist größenordnungsmäßig der gleiche Rhythmus und die gleiche Intensität der Eisvorstöße zu bemerken.

Übersicht über die Abfolge der Glaziale (vgl. Abb. 9):

Würm (Weichsel): Die letzte große Kaltzeit ist gekennzeichnet durch eine mittlere Ausdehnung der Vorlandvergletscherung, wobei eine äußere und eine innere Jugendmoräne sich zeitlich nacheinander staffeln (Schaffhausen, Singen). Für ein sogenanntes „Altwürm“ gibt es keinerlei sichere Anzeichen, es sei denn, man verwendet hierfür, wie das R. GERMAN (1959) irrtümlicher Weise getan hat, spätglaziale Terrassen der Rißzeit, die sich nirgends mit Moränen verknüpfen lassen, oder Würmschotter, deren Verwitterungsmächtigkeit durch lokale Faktoren verändert ist.

Riß (Saale, Drenthe): Sie umfaßt die vorletzte Kaltzeit, deren Gletscher die größte Ausdehnung hatten. In sich ist sie im Rheingletschergebiet in zwei Endmoränenkranze gegliedert, die sich morphologisch unterscheiden. Der äußere ist flach. Der innere besteht aus einem Doppelwall aus Stauchmoränen, die stärker zerlappt sind und zu den größten Moränen im ganzen Gebiet gehören, ähnlich denen des norddeutschen Warthe-Stadiums. Auch bei vorsichtiger Ausdeutung des morphologischen Unterschiedes liegt der Verdacht nahe, daß beide durch einen größeren zeitlichen Zwischenraum mit wärmerem Klima getrennt sind. Der Beweis steht noch aus. — Jüngstes Glied der Rißzeit ist eine Terrasse, die in allen Tälern nachzuweisen ist, aber nirgends Verbindung mit Moränen hat, die sogenannte „Jungrißterrasse“ von GRAUL. Da in ihr verschiedentlich schon das Äquivalent des „Altwürm“ vermutet wurde, sei hier angeführt, daß sie sich nirgends mit Jungmoränen verzahnt.

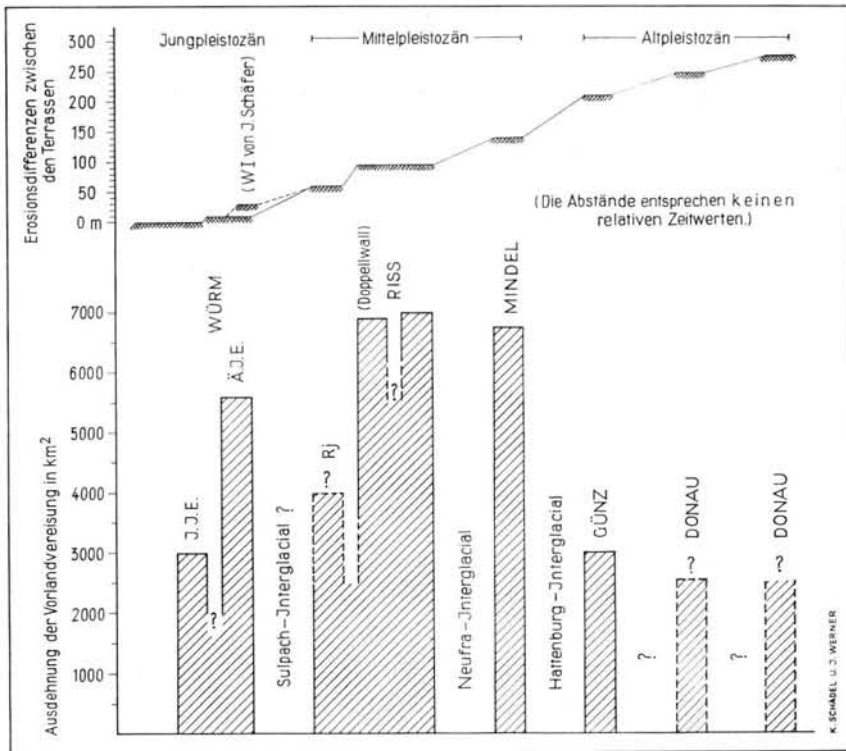


Abb. 9. Schematische Übersicht über die Folge der Glaziale und Interglaziale im Rheingletschergebiet. Die Erosionsdifferenzen verstehen sich von der Basis einer Aufschüttung bis zum Terrasseniveau der nächst älteren Aufschüttung.

Mindel (Elster): Hierbei handelt es sich um eine Kaltzeit, deren Vorlandvereisung im Rheingletschergebiet von der Größenordnung der Rißvereisung (Abb. 1) war. Die Form des Mindelgletschers ist anscheinend weniger ausgeprägt gewesen als die des Rißgletschers; seine Beckenbildung geringer.

Günz: Dies ist die älteste sichere Vereisung im Rheingletschergebiet mit einer geschlossenen glazialen Serie. Die Ausdehnung des Vorlandeises war klein, kleiner als im Würm. Die Größe entsprach etwa dem Singener Stand der Würmvereisung. Völlig andersartig ist die petrographische Ausbildung der Moränen und Kiese. Im ganzen Rheingletscher, von lokalen Ausnahmen abgesehen, ist der Anteil an kristallinen Gesteinen bedeutend geringer, aber auch andere Merkmale lassen erkennen, daß es sich bei einem hohen Prozentsatz von Geröllen um umgelagerte tertiäre Nagelfluh handelt. Die Meinung, die H. GRAUL 1953 vertreten hat, es handele sich um eine „Argenverglätscherung“, fußt gleichfalls auf dieser Erscheinung, ist aber nicht zutreffend, da einzelne Moränenschmitzen Bündner Material enthalten.

Donau: Außerhalb der Altmoränen liegen hochgelegene Schotterterrassen, deren Riedel im Kartenbild auf beiden Seiten sägezahnartig zerschnitten sind. Mit der Günzeiszeit lassen sie sich wegen ihrer großen Höhenlage nicht verbinden. Ihre Verwitterung ist außerordentlich tief, meist sind keine frischen Schotter mehr vorhanden. Aus dem Verhalten ihrer Gefällprofile im Vergleich zu anderen pleistozänen Profilen und aus wenigen Schotteranalysen hat SCHÄDEL (1950) geschlossen, daß ihr Eisrand weiter alpenwärts gelegen haben muß, also der dazugehörige Vorlandgletscher verhältnismäßig klein gewesen ist.

Interglaziale

Für die Verwitterungshorizonte, die im Rheingletschergebiet Interglaziale repräsentieren, schlagen wir Lokalnamen vor: für die Zeit zwischen Günz- und Mindelzeit **Hattenburg**, nach dem Verwitterungshorizont in der Gemeindegiesgrube Hattenburg, südlich Ochsenhausen, für das Interglazial zwischen Mindel- und Rißzeit **Neufra**, nach dem oben beschriebenen Aufschluß.

Jüngere, ohne Zweifel interglaziale Bildungen sind zwar vorhanden, z. B. nordöstlich Sulpach (Karrestobel, zuerst beschrieben von A. PENCK & E. BRÜCKNER 1909), lassen sich aber nur bedingt stratigraphisch verwerten, weil über Liegendes und Hangendes keine eindeutigen stratigraphischen Aussagen möglich sind. Die Grenze zwischen Würm und Riß muß noch gezogen werden. Die Ergebnisse von R. GERMAN (1959) sind durch seine eigene Revokation (Vorträge, gehalten 1961/2 in Stuttgart und Tübingen) hinfällig geworden.

Literatur

- ALTEMÜLLER, H.-J.: Mikroskopische Untersuchungen einiger Löß-Bodentypen mit Hilfe von Dünnschliffen. - Z. Pflanzenern. Düng. Bodenk. 72, 152-167, 1956.
- VON DER BRELIE, G.: Die pollenstratigraphische Gliederung des Pleistozäns in Nordwestdeutschland. - Eiszeitalter und Gegenwart 6, 25-40, 1955.
- EBERL, B.: Die Eiszeitenfolge im nördlichen Alpenvorlande. Ihr Ablauf, ihre Chronologie auf Grund der Aufnahmen im Bereich des Lech- und Illergletschers. - Augsburg 1930.
- FLORSCHÜTZ, F.: The Subdivisions of the Middle and Young Pleistocene up to the Late-Glacial in the Netherlands, England and Germany, mainly based on the Results of Paleobotanical Investigations. - Geologie en Mijnbouw (N. S.) 19, 245-249, 1957.
- GEIGER, E.: Untersuchungen über den Geröllbestand im Rheingletschergebiet. - Schweiz. Min. u. Petr. Mitt. 28, 274-287, 1948.
- GERMAN, R.: Die Würmvereisung an Rhein- und Illergletscher zwischen Federseebecken und Günztal. - Geologica Bavarica 43, 3-73, München 1959.
- GRAUL, H.: Zur Gliederung der mittelpleistozänen Ablagerungen in Oberschwaben. - Eiszeitalter u. Gegenwart 2, 133-146, 1952. - - Bemerkungen zu einer geologischen Übersichtskarte des Iller-Riß-Gebietes. - Z. deutsch. geol. Ges. 105, 517-524, 1953.
- HALLIK, R.: Die Vegetationsentwicklung der Holstein-Warmzeit in Nordwestdeutschland und die Altersstellung der Kieselgurlager in der südl. Lüneburger Heide. - Z. deutsch. geol. Ges. 112, 326-333, 1960.
- KÄSZ, W. u. WERNER, J.: Farbmessungen an oberschwäbischen Böden. - Geol. Jb. 79, 845-862, 1962.
- KOLUMBE, E.: Nachweis einer Wärmezeit zwischen Alt- und Mittel-Riß in Niedersachsen. - Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg 22, 22-27, 1953.
- KUBIENA, W. L.: Entwicklungslehre des Bodens. - Wien 1948.
- KUNDLER, P.: Zur Charakterisierung und Systematik der Braunen Waldböden. - Z. Pflanzenern. Düng. Bodenk. 78, 209-232, 1957.
- PENCK, A. u. BRÜCKNER, E.: Die Alpen im Eiszeitalter, 3 Bde., Leipzig 1902-1909.
- PICARD, K.: Zur Untergliederung der Saalevereisung im W. Schleswig-Holsteins. - Z. deutsch. geol. Ges. 112, 316-325, 1960.
- SCHÄDEL, K.: Die Deckenschotter des Rheingletschers. - Diss. Tübingen (Mskr.) 1950. - - Die Stratigraphie des Altdiluviums im Rheingletschergebiet. - Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver., N. F. 34, 1-20, 1952.
- SCHREINER, A.: Die Entstehung des Wurzacher Beckens. - Diss. Tübingen (Mskr.) 1950. - - Diluvialgeologische Untersuchungen im Wurzacher Becken (Oberschwaben). - Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., N. F. 33, 78-88, 1951.
- WALTER, H.: Arealkunde = Einführung in die Phytologie, III: Grundlagen der Pflanzenverbreitung, II. Teil. - Stuttgart 1954.
- WEIDENBACH, F.: Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Württemberg 1 : 25 000, Blatt Waldsee. - Stuttgart 1936. - - Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Württemberg 1 : 25 000, Blatt Biberach. - Stuttgart 1937. - - Bildungsweise und Stratigraphie der diluvialen Ablagerungen Oberschwabens. - N. Jb. Mineral usw. Beil.-Bd. 78 B, 66-108, 1937. - - in: GRAUL, H., SCHAEFFER, I. und WEIDENBACH, F.: Quartärgeologische Exkursion durch die Riß-Lechplatte. - Geologica Bavarica 6, 91-117, 1951. - - Zur Entstehung und Lagerung der diluvialen Schichten im Donaumoos unterhalb Ulm. - Jh. Geol. Abt. Württ. Statist. Landesamt 1, 120-127, 1961.

- WEYL, R.: Schwermineraluntersuchungen an Bodenprofilen. - Z. Pflanzenern. Düng. Bodenk. 57, 135-141, 1952. - - Schwermineraluntersuchungen an eiszeitlichen Ablagerungen der Riß-Lech-Platte. - Geologica Bavarica 14, 107-123, 1952.
- WOLDSTEDT, P.: Das Eiszeitalter. 2. Bd.: Europa, Vorderasien und Nordamerika im Eiszeitalter. - 2. Aufl. Stuttgart 1958.

Manusk. eingeg. 1. 6. 1962.

Anschrift der Verf.: Dr. Karl Schädel und Dr. Jörg Werner, Geol. Landesamt Baden-Württemberg, Freiburg i. Br., Albertstraße 5.

Nachtrag während der Drucklegung

Während der Drucklegung erschien im vierten Quartalsheft von Petermanns Geograph. Mitt. 1962 eine Arbeit von H. GRAUL mit einem bodenkundlichen Beitrag von K. BRUNNACKER mit dem Titel: „Eine Revision der pleistozänen Stratigraphie des schwäbischen Alpenvorlandes“. Es handelt sich dabei um eine Parallelarbeit mit der unsrigen. Unter anderem werden dieselben Aufschlüsse beschrieben und ähnliche, wenn auch im einzelnen abweichende Folgerungen für die Stratigraphie gezogen. Wir haben unsere Auffassung bereits auf der Tagung des Oberrheinischen Geologischen Vereins in Ulm 1961 (Exkursion am 8. 4. 1961) vertreten (Führer zu den Exkursionen d. 82. Tagung des Oberrh. Geol. Ver., Arbeiten aus dem Geol. Paläont. Inst. T. H. Stuttgart, Stuttgart 1961; Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver. N.F. 43. 1961, Seite XII—XIV). Zum Vergleich und Verständnis beider Arbeiten die Gegenüberstellung verschiedener Namen einiger identischer Lokalitäten, die für die stratigraphischen Folgerungen beider Arbeiten grundlegend sind:

H. GRAUL 1962

SCHÄDEL - WERNER

Kgr. Greut—Schlatt, SE von Riedlingen
Kgr. Binsenstock, SE Ertingen
Kgr. bei Rottum, Hof Riedwanger

Kgr. Neufra, beim Vogelwäldle
Gmde.-Kgr. von Ertingen im Weilertal
Kgr. 700 m nördlich Wegkreuzung Rottum

Zum Bau des Bersenbrücker Lobus im Stauchmoränenzug der Rehburger Phase

Von H. G. WUNDERLICH, Göttingen

Mit 5 Abbildungen im Text.

Zusammenfassung: Serienmäßige Bohrungen in verschiedenen Teilen der Bersenbrücker Höhen NW Osnabrück (Westdeutschland) und ihres nördlichen und südlichen Vorlandes geben einen Einblick in die innere Struktur dieser saaleeiszeitlichen Stauchzone auch dort, wo Geschiebesand- und Flottelehmbedeckung den Verschubbau aus Septarienton, Oligozän- und Miozän-sanden sowie präsaalischen Terrassenschottern und -sanden verhüllen.

Abstract: Serial drillings in different parts of the Bersenbrück Uplands northwest of Osnabrück (Western Germany) as well as in its northern and southern reaches offer an insight into the inner structures of the zone of thrusting due to glacial overriding. These details are also laid bare even where boulder sand and sandy loess cover the schuppen-structures involving Oligocene and Miocene clays and sands as well as pre-Saalian terrace-gravels and sands.

Die Bersenbrücker (oder auch Ankumer) Berge 25 km nordwestlich von Osnabrück gehören der ausgeprägten saaleeiszeitlichen Stauchzone des nordeuropäischen Inlandeises an, die sich von Itterbeck—Uelsen im Emsland (vgl. RICHTER, SCHNEIDER & WAGER 1950) bis in den Raum von Magdeburg verfolgen läßt. WOLDSTEDT (1928) gab diesem Stauchmoränenzug den Namen Rehburger Stadium, nach dem in der Mitte des ganzen Zuges gelegenen, von SPETHMANN (1908) näher gegliederten Abschnitt zwischen Rehburg und Husum westlich des Steinhuder Meeres. Über andere Teilabschnitte dieser Stauchungszone liegen neben älteren Arbeiten von GAGEL (1918) und WEINGÄRTNER (1918) für die Dammer Berge südlich Vechta und DEWERS (1926) für den Kellenberg vor allem die Ergebnisse der bereits eingangs genannten Autoren (RICHTER, SCHNEIDER & WAGER 1950) im westlichsten Abschnitt an der holländischen Grenze, von WEHRLI & SCHNEIDER 1943 für den Emsbürener Höhenzug, von WAGER 1952 für die Dammer Berge sowie von KELLER für den Bereich des Bersenbrück—Dammer Lobus (1940, 1952, 1953) vor, die zur Einstufung des Rehburger „Stadiums“ als Vorrückungsphase vor dem Höchststande des Drenthe-Stadiums der Saale-Vereisung geführt haben (WOLDSTEDT 1954, vgl. auch LÜTTIG 1958 und 1959). Diese Einstufung tritt an Stelle der älteren Auffassung, wonach die Rehburger Phase an das Ende des Haupt-Saale-Stadiums gestellt wurde. Entscheidend bei dieser Neueinstufung war der Nachweis einer saaleeiszeitlichen Geschiebelehmb-Überdeckung des im Zuge der Rehburger Vorrückungsphase gestauchten Tertiärs und älteren Quartärs (WEHRLI & SCHNEIDER 1943, RICHTER, SCHNEIDER & WAGER 1950, WAGER 1952, KELLER 1953). Daß es sich bei dem Endmoränenzug der Rehburger Phase um eine ausgesprochene Vorstoß-, nicht etwa Rückzugsfront handelt, hat WOLDSTEDT bereits 1938 in anderem Zusammenhange ausgeführt. K. RICHTER (1959) sieht in der Rehburger „Staffel“ einen kurzen Abschnitt der Reaktivierung der Inlandeismassen bis zu der heute als Stauchungszone markierten Linie (die nach den geschiebeanalytischen Untersuchungen ganz unterschiedliche Geschiebegemeinschaften quert); die Aufschuppung des Tertiärs und älterer quartärer Flußterrassenschotter soll an der Grenze von aktivem und totem Eis erfolgt sein und entspräche damit etwa dem von GRIPP (1942) beschriebenen Fall der Tot-eis-Stauchmoräne. Das Drenthe-Eis müßte dabei bereits vor der Rehburger Phase schon einmal weiter nach Süden vorgerückt, tot geworden und erneut bis zur Linie dieses Stauchmoränenzuges reaktiviert sein, was eine Modifikation des Eisrandlagen-Zeit-Diagramms des Drenthe-Stadiums nach LÜTTIG 1958 und 1959 erforderlich machen würde. Doch soll hier nicht auf diese speziellen Fragen der Gliederung eingegangen werden, sondern auf den Bau einiger sonst der Beobachtung nicht zugänglicher Teilabschnitte des Bersenbrücker Lobus, soweit er sich aus den Bohrergebnissen ableiten läßt.

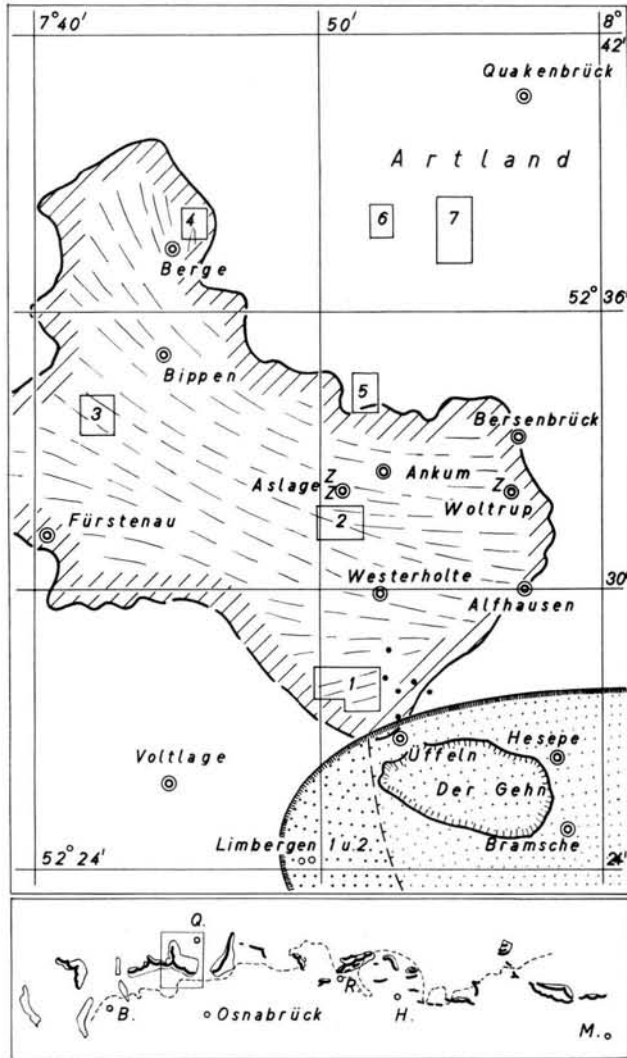


Abb. 1. Die saaleiszeitliche Stauchzone von Bersenbrück (oben) im Rahmen des Stauchmoränenzuges der Rehburger Phase (unten). Felder 1 bis 7: Flachgründig abgebohrte Areale vgl. Text und Abbildungen 2 bis 5. Grob punktiert: Trias der Piesberg-Achse. Fein punktiert: Jura des Gehn. Z = Ziegeleigruben in verschuppten Tertiärtonen (vgl. ROHLING 1941). Bohrpunkte nördlich Üffeln nach KELLER 1953. - Abb. 1 unten: Gestrichelte Linie = Südgrenze geschlossener Tertiärverbreitung. B = Bentheim, Q = Quakenbrück, R = Rehburg, H = Hannover, M = Magdeburg. Rechteck nördlich von Osnabrück: Umgrenzung der Abb. 1 oben.

Abb. 1 zeigt oben die Umgrenzung der Stauchzone südlich und westlich von Bersenbrück (schräg schraffiert) mit Eintragung der abgebohrten Einzelabschnitte (rechteckige Felder mit Bezifferung 1 bis 7). Die Abschnitte 1 bis 4 sind in den folgenden Abbildungen 2 bis 5 vergrößert wiedergegeben. Südlich der Stauchzone ist die Auftragung des mesozoischen Untergrundes mit Trias in der Struktur Limbergen (grob punktiert, vgl. die Bohrpunkte Limbergen 1 und 2) sowie mit Malm im Bereich des Gehn zwischen Bramsche, Üffeln und Hesepe (fein punktiert) dargestellt. Der Außenrand dieser mesozoischen Auftragung, die vom Wiehengebirgsabbruch gequert wird (gestrichelte Linie mit Häkchen, nach

geophysikalischen Messungen übernommen aus der Geotektonischen Karte 1 : 100 000, ist durch die Südgrenze geschlossener Tertiärverbreitung gegeben, wie sie sich ebenfalls aus der geotektonischen Karte ergibt.

Einige wenige Übertage-Aufschlüsse im Bereich der Bersenbrücker Höhen liegen in Form von Ziegelei-Tongruben vor (in Abb. 1 mit Z bezeichnet, vgl. auch ROHLING 1941), in denen mitteloligozäner Septarienton abgebaut wird und Glaukonitsande des Oberoligozäns und Miozäns angeschnitten sind. Die Bohrpunkte östlich des mit Ziffer 1 bezeichneten Feldes zwischen Üffeln und Westerholde entsprechen den von KELLER 1953 beschriebenen Bohrungen, in welchen der Nachweis einer Geschiebelehms-Überdeckung der Stauchzone aus Tertiär und Mittelterrassenschottern der Weser erbracht werden konnte.

Zu Vergleichszwecken ist in Abb. 1 ganz unten der Verlauf des gesamten Moränenzuges der Rehburger Phase nach WOLDSTEDT 1935 mit dem in Abb. 1 oben wiedergegebenen Ausschnitt beigefügt (Rechteck NW Osnabrück. B = Bentheim, Q = Quakenbrück, R = Rehburg, H = Hannover, M = Magdeburg). Die dünne gestrichelte Linie bezeichnet den Südrand der geschlossenen Tertiärverbreitung nach den Blättern der geotektonischen Karte von Nordwestdeutschland 1 : 100 000 (Hannover 1946). Wenn der Verlauf beider Grenzen auch im Einzelnen nicht immer genau übereinstimmt — Abweichungen liegen vor allem im Raum nördlich von Hannover sowie weiter östlich vor —, so scheint doch ein gewisser Zusammenhang zu bestehen, der vor allem auf den speziellen Materialeigenschaften der Tertiärtone beruhen dürfte. Diese stark schrumpf- und quellfähigen Tone (vgl. OSTENDORFF 1951, insbesondere S. 392) mit ihren bei Wechseldurchfeuchtung sehr veränderlichen Konsistenzverhältnissen sind der Verformung und Verschuppung bei glazialer Überfahrung naturgemäß besonders stark ausgesetzt.

So sind diejenigen Teile des Stauchmoränenzuges der Rehburger Phase, die nördlich der Grenzlinie geschlossener Tertiärverbreitung liegen, im allgemeinen stärker ausgeprägt und besser erhalten und treten auch orographisch deutlicher in Erscheinung als die übrigen Vorkommen. Die beiden Flanken des Bersenbrück-Dammer Lobus, dem vielleicht am besten konservierten Zungenbogen des gesamten Zuges, liegen jedenfalls nördlich dieser Linie. Hier kommt begünstigend hinzu, daß die Hase, welche den Lobus östlich von Alfhausen und Bersenbrück in einem zentripetalen Durchbruchstal schneidet (vgl. hierzu WOLDSTEDT 1956), im Vergleich mit den östlich und westlich benachbarten Flüssen (Weser, Ems) nur eine relativ geringe Erosionsleistung zu erbringen vermochte. So steht dieser Lobus trotz seines vergleichsweise recht hohen Alters (zeitlich vor dem Höchststande des Drenthe-Stadiums entstanden) in einer Vollständigkeit der Erhaltung vor uns, die den Gedanken schwer macht, daß das Haupt-Drenthe-Eis diesen Zug noch bis zur Grenze seiner größten Ausdehnung 100 km weiter südlich überfahren hat.

Abb. 2 zeigt die abgedeckte Karte des (in Abb. 1 mit Ziffer 1 bezeichneten) Bohrgebietes nordwestlich von Üffeln mit 20 Bohrungen bis jeweils 10 m Tiefe. Verschuppt ist Tertiärton (horizontal schraffiert), teilweise glaukonitführende Tertiärsande (fein punktiert) sowie Kies und Sand der Weser-Mittelterrasse (grob punktiert). Die Überdeckung des stark abgeflachten Geländes besteht aus 1 bis 3 m Geschiebesand (vgl. die Zahlenangaben neben den Bohrpunkten in Metern der jeweils abgedeckten Mächtigkeit — Ziffern im Kreis dagegen sind Bohrloch-Nummern), so daß diese Schuppenstruktur im Untergrund von der Erdoberfläche aus in keiner Weise in Erscheinung tritt.

Hier, in unmittelbarer Nähe der von KELLER 1953 bearbeiteten Bohrungen, ergibt sich eine volle Bestätigung der von ihm erzielten Ergebnisse. Die Stauchung des tertiären Untergrundes erstreckt sich bis unmittelbar an die nördliche Umrahmung der mesozoischen Aufragung im Gehn südlich Üffeln; die Strukturen der Stauchzone verlaufen in WSW-ENE-Richtung, parallel nicht etwa zur Bogenkontur der Gletscherzunge, sondern zur Nordbegrenzung der ihr vorgelagerten Aufragung des mesozoischen Untergrundes. Hierin

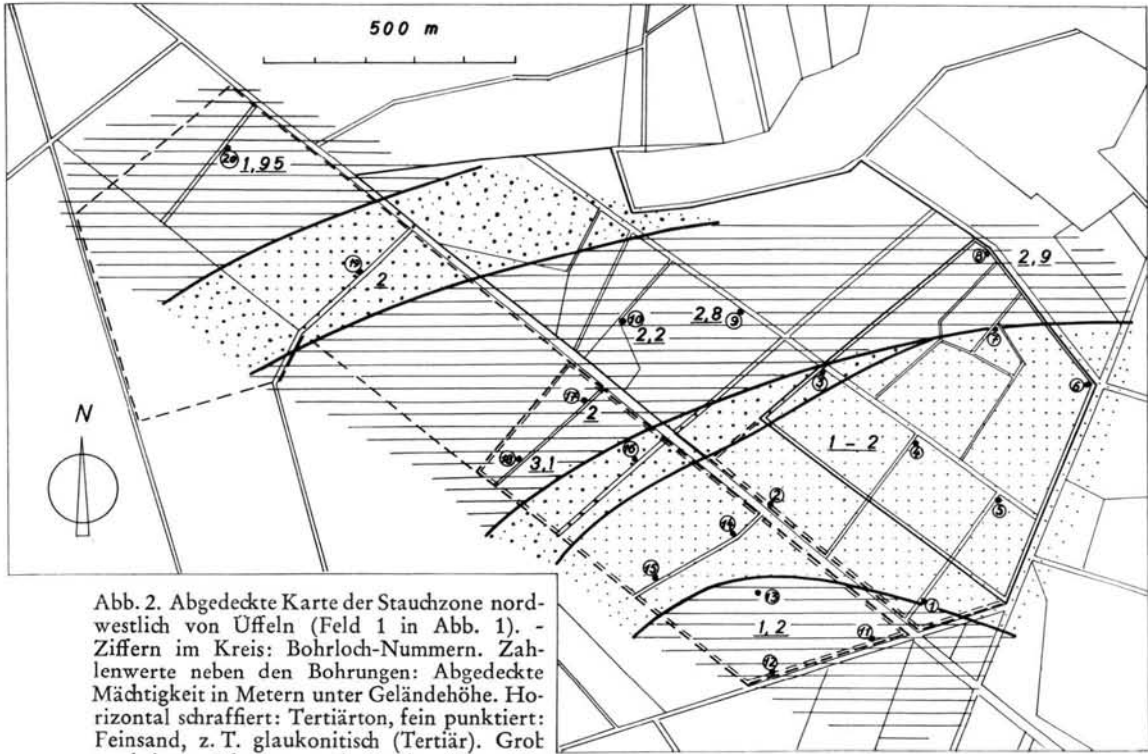


Abb. 2. Abgedeckte Karte der Stauchzone nordwestlich von Uffeln (Feld 1 in Abb. 1). - Ziffern im Kreis: Bohrloch-Nummern. Zahlenwerte neben den Bohrungen: Abgedeckte Mächtigkeit in Metern unter Geländehöhe. Horizontal schraffiert: Tertiärton, fein punktiert: Feinsand, z. T. glaukonitisch (Tertiär). Grob punktiert: Schotter und Sande (Quartär).

darf man wohl den Einfluß eines Rückstaus dieser als Widerlager wirkenden, diagenetisch bereits stärker verfestigten mesozoischen Gesteine erblicken.

Der gestauchte Sockel ist sogar noch ausgedehnter, als in Abb. 1 bei KELLER 1953 eingetragen; der nach Süden in Richtung auf den Gehn zielende Vorsprung der Stauchzone erweist sich als nicht ganz so spitz, sondern dürfte, auch im Hinblick auf die Streichrichtung der Schuppentexturen im Untergrund, nach Westen breiter ausholen (nordöstlich von Voltlage fehlen allerdings bisher noch die Beobachtungsmöglichkeiten). So ergibt sich durch die vorliegenden flacheren, aber mehr flächenhaft angeordneten Bohrungen eine gute Ergänzung zu den Beobachtungen von KELLER. Für die zeitliche Stellung der verschuppten Tertiärtonen ergaben mikropaläontologische Befunde von HILTERMANN (in KELLER 1953) mitteiozänes bis mittelmiozänes Alter.

Die Stauchungstexturen sind nicht etwa nur durch nachträgliche Erosion zerschnitten, sondern ausgesprochen gekappt — allem Anschein nach beim Vorrücken des Drenthe-Eises. Die Kappungsfläche ist zwar nicht ganzen eben, aber doch in ziemlich gleichmäßiger Tiefe zwischen 1 und 3 m unter Geländehöhe erbohrt worden (vgl. Zahlenangaben in Abb. 2 in Metern unter Gelände).

Nach der Stauchung selbst ist also die Oberfläche der Schuppenzone, für die ursprünglich wohl eine ungleichmäßige Ausbildung anzunehmen ist, gewissermaßen abgehobelt worden. Die Grundmoräne des Drenthe-Stadiums legt sich über diese Kappungsfläche. Der Inlandeis-Vorstoß hat also nicht nur vor seiner Stirn Schuppen emporgedrückt, sondern diese Schuppenzone noch überfahren und nivelliert. Nur der Stauchmoränenlobus im Großen blieb als Erhebung zurück; die Stauchungstexturen im einzelnen sind — vor allem in den Randgebieten — so stark gekappt und überdeckt, daß sie morphologisch kaum

in Erscheinung treten. In den zentraleren Teilen allerdings hat die Erosion stellenweise die Kappungsfläche erreicht und die Schuppenzonen entblößt, wobei deren innerer Bau beginnt, Einfluß auf die Oberflächengestaltung zu nehmen. Daraus ergibt sich daher ein gewisser Unterschied zwischen dem morphologischen und strukturellen Befund: In den Karten-Darstellungen des Endmoränenzuges der Rehburger Phase sind die Grenzen der Ausdehnung im allgemeinen nach der Oberflächengestaltung eingetragen und demgemäß auf die zentraleren Teile der Stauchzonen beschränkt. Die eigentlichen Stauchungstexturen gehen jedoch randlich zum Teil weit darüber hinaus, sind jedoch hier nicht von der Erdoberfläche aus, sondern nur durch Bohrungen nachzuweisen. Je nach der Aufgabenstellung wird man daher entweder mehr die Oberflächenformen oder die innere Struktur der Stauchzone berücksichtigen und damit zu unterschiedlichen Kartierungsgrenzen gelangen.

Entscheidend ist genetisch das Vorliegen einer überfahrenen Stauchendmoräne; hierfür hat GRIPP (1942, Abb. 5) ein Entstehungsschema gegeben, wobei allerdings mit zwei verschiedenen Grundmoränenablagerungen übereinander gerechnet wird, einer älteren, nur im Rücken des Stauchendmoränenwalls ausgebildeten, und einer jüngeren, welche die abgeschliffene Stauchmoräne nebst der älteren Grundmoräne überdeckt. Eine derartige Trennung des Grundmoränenmaterials ist, wenn es sich um ein und denselben Gletschervorstoß handelt, kaum möglich und in den Bohrungen nicht durchführbar.

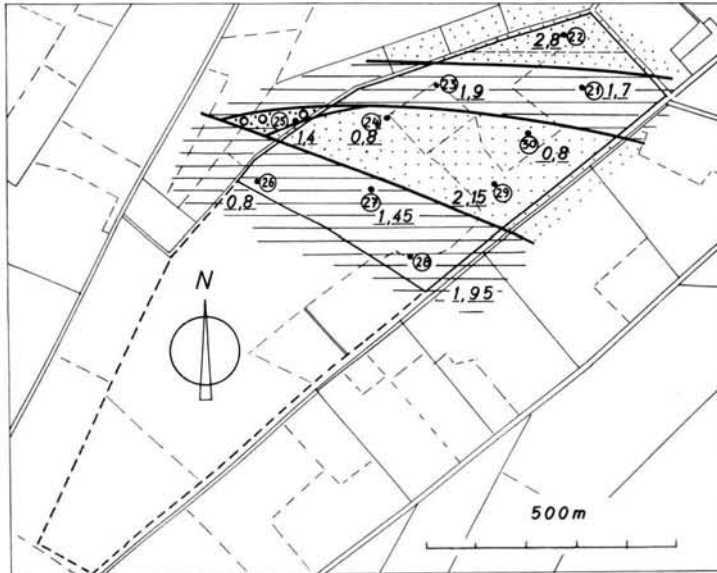


Abb. 3. Abgedeckte Karte der Stauchzone südlich von Aslage (Feld 2 in Abb. 1). Zahlenangaben und Signaturen wie Abb. 2.

Auch die abgedeckte Karte der Abb. 3 läßt deutlich die Schuppentextur des gestauchten Untergrundes erkennen, und zwar diesmal aus einem mehr nördlich gelegenen, zentraleren Teil des Bersenbrücker Stauchmoränenzuges (vgl. Lageplan Abb. 1). Wieder liegt in 0,8 bis 2,8 m unter Geländeöhe ein teilweise abgeschliffener Schuppenbau aus Tertiär (wohl mitteloligozäner Septorienton und oberoligozäner bis miozäner Sand wie in den nahegelegenen Ziegeleigruben Aslage und Woltrup, vgl. ROHLING 1941) und aus älteren Quartärschottern- und -sanden vor, doch besteht die Überlagerung hier aus Flottlehm bzw. -sand (vgl. die Mächtigkeitsangaben der Abb. 3 in Metern unter Gelände). Die Streichrichtung der Schuppen weicht etwas von derjenigen in Abb. 2 ab; statt WSW-Streichen herrscht hier mehr die WNW-Richtung vor. In größerem Abstand vom Südrand der Stauchzone und den ihr vorgelagerten mesozoischen Auftragungen war südlich Aslage

offenbar weniger die Kontur des Vorlandes, als vielmehr die Umgrenzung und Vorstoßrichtung der Gletscherzunge selbst maßgebend.

Auch die beiden folgenden Abbildungen 4 und 5 zeigen prinzipiell dasselbe Bild: Verschuppung von Tertiärton, tertiären glaukonitischen Feinsanden und quartären, nordische Geschiebe führenden Schottern und Sanden, Abtragung der Schuppenstrukturen und Überdeckung mit Geschiebesanden. Doch stammen die Ausschnitte der Abb. 4 und 5 aus anderen Teilen des Bersenbrücker Stauchmoränenzuges und weisen dementsprechend auch etwas abweichende Streichrichtungen des Schuppenbaues auf. Unter Berücksichtigung der Oberflächenverhältnisse ergänzen sich die verschiedenen Teilausschnitte der Schuppenzone von Bersenbrück etwa in der in Abb. 1 eingetragenen Weise zu einem Bogen, der nur an seinem Südrand Abhängigkeit von den Vorlandsverhältnissen zeigt, während die Strukturen im Innern des Bogens weitestgehend durch die lobusartige Gletscherfront und deren zentrifugale Ausdehnung bedingt sind. Das Inlandeis fließt am Rande derartiger Gletscherzungen allseitig auseinander (abgesehen naturgemäß von der rückwärtigen Verbindung zur geschlossenen Inlandeisdecke). Generelle Vorstoßrichtung (NS) und lokale, durch derartiges plastisches Auseinanderfließen des Eiskuchens unter der eigenen Schwere bedingte abweichende Bewegungsrichtungen überlagern sich und ergeben gemeinsam den bogigen Verlauf der Schuppenstrukturen im Untergrund.

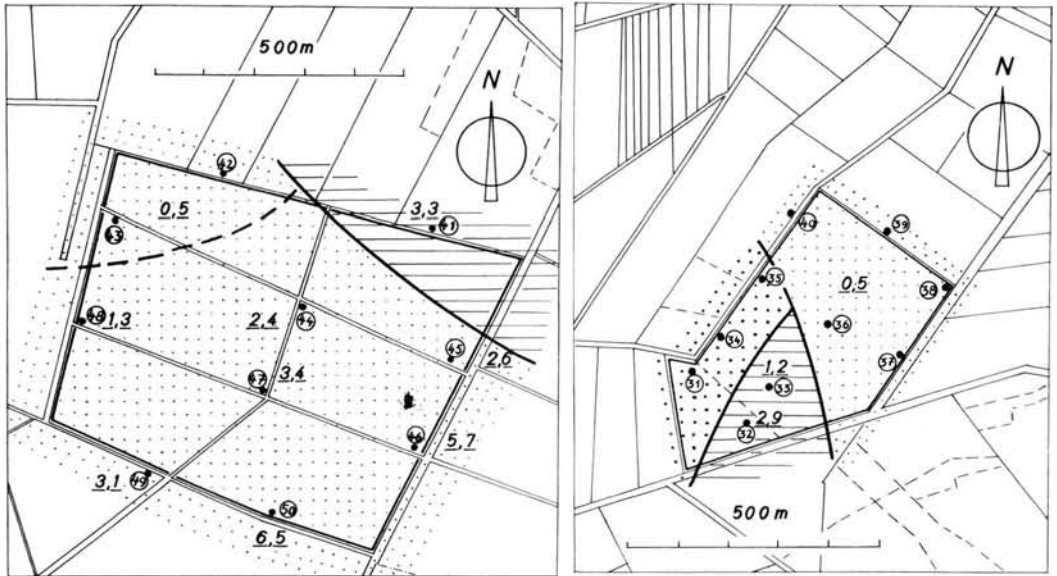


Abb. 4 (links). Abgedeckte Karte der Stauchzone südwestlich von Bippen (Feld 3 in Abb. 1). Zahlenangaben und Signaturen wie Abb. 2. - Abb. 5 (rechts). Abgedeckte Karte der Stauchzone nordwestlich von Berge (Feld 4 in Abb. 1). Zahlenangaben und Signaturen wie Abb. 2.

Auffällig ist in Abb. 4 das Tiefgreifen der Geschiebesandbedeckung bis 6,5 m in Bohrung 50, während in den Bohrungen 42 und 43 schon in 50 cm Tiefe die Unterlage erreicht wurde. Die Kappungsfläche des Schuppenbaues im Untergrund ist hier offenbar lokal stärker geneigt und wird ihrerseits vom oberflächennahen Erosionsniveau etwa längs der gestrichelt eingetragenen Linie geschnitten. Die obersten 50 cm beider Bohrungen bestehen aus lockeren, vermutlich äolisch mehrfach umgelagerten, torfstreu führenden Feinsanden, die nur eine geringfügige Auflage bilden. Die Beobachtung zweier sich schneidender Abtragungsf lächen zeigt die Selbständigkeit beider, zeitlich und genetisch unterschiedlicher Erosionsvorgänge, der saaleiszeitlichen, durch Eisvorstoß bis zum Höchststande be-

dingten subglazialen Abhobelung der Stauchmoränenzüge sowie der nachträglichen, spät- bis postglazialen subaerischen Abtragung.

Die Bohrungen in Feld 5 der Abb. 1 (nördlich von Ankum) haben bis 10 m Tiefe keine glazial verschuppten Schichtglieder mehr angetroffen, sondern blieben in Geschiebesand und -lehm bzw. deren späteren Umlagerungsprodukten an der nördlichen Abdachung des Bersenbrücker Moränenrückens. Die nördlichsten Bohrungen dieses Feldes trafen ab 4 m Tiefe bereits Talsande an, wie sie in weiter Verbreitung im Innern des Bersenbrück-Dammer Lobus anzutreffen sind. Die letzten der insgesamt über 70 Bohrungen liegen im Bereich der Felder 6 und 7 der Abb. 1 südwestlich von Quakenbrück, innerhalb des breiten, geschlossenen Talsandareals des Artlandes. Die Bohrergebnisse waren daher entsprechend eintönig (grauer bis grünlicher, nicht bindiger Fein- bzw. Feinstsand mit nur vereinzelt tonigen oder humosen Einschaltungen geringer Mächtigkeit). Es handelt sich um spätpleistozäne Flußablagerungen der sich im Innern des Bersenbrück-Dammer Moränenbogens weit öffnenden Hase-Niederung. Die Basis dieser Talsande wurde in den nur 10 m tiefen Bohrungen an keiner Stelle erreicht; sie ist nach Angaben in der Literatur auch erst in 20 bis 30 m zu erwarten. Da die Felder 5, 6 und 7 der Abb. 1 bereits außerhalb der Stauchzone liegen, erübrigten sich bei dem einheitlichen Aufbau auch besondere Kartendarstellungen dieser Areale.

So reihen sich die Ergebnisse der einzelnen abgebohrten Bereiche zu einem Querschnitt durch die gesamte Stauchzone aneinander, von den mesozoischen Aufragungen des südlichen Vorlandes, die sich in der abweichenden Streichrichtung der Schuppenstrukturen an der Gletscherstirn bemerkbar machen, bis zu den jungen Ablagerungen des inneren Zungenbeckens. Trotz der relativ guten morphologischen Erhaltung des Bersenbrücker Stauchmoränenzuges in seiner Gesamtheit ist doch, und nicht nur in den randlichen Partien, durch die vorliegenden Bohrungen eine deutliche Kappung der Schuppenstrukturen des Untergrundes im Zuge der Überfahung durch das weit nach Süden vordringende Haupt-Saaleeis belegt.

Schriften:

- DEWERS, F.: Die Kellenberg-Endmoräne bei Diepholz. - Abh. naturwiss. Verein Bremen 26, S. 107-112, 1926.
- DIETZ, C. & H. HILTERMANN: Das Oligozän in der Uelsener Stauchzone (Emsland). - Z. deutsch. geol. Ges. 102, S. 76-82, Hannover 1951.
- GAGEL, C.: Über altdiluviale Endmoränen in Ostfriesland und Oldenburg - Jahrb. pr. geol. L.A. 39, I, S. 10-24, Berlin 1918.
- GEOTEKTONISCHE KARTE VON NORDWESTDEUTSCHLAND 1 : 100 000, Blatt 58-62, Landesamt für Bodenf., Hannover 1946.
- GRIFF, K.: Entstehung der diluvialen Grundmoränenlandschaften und die Frage nach deren rezenten Äquivalenten in der Arktis. - Veröff. d. Deutsch. Wiss. Inst. Kopenhagen, Reihe I, Nr. 4, Berlin 1942.
- HAMM, F. & H. HILTERMANN: Naturwissenschaftliche Bibliographie des Osnabrücker Raumes: C. Geologie, Paläontologie und Mineralogie. - Veröff. naturw. Ver. Osnabrück 29, S. 109-147, 1960.
- HARTUNG, W.: Zur Kenntnis des Interglazials von Quakenbrück und seiner weiteren Verbreitung im Kreis Bersenbrück und Südoldenburg. - Z. deutsch. geol. Ges. 105, S. 95-105, 1954.
- KELLER, G.: Untersuchungen über die strukturellen und geohydrologischen Verhältnisse in den südlichen Dammer Bergen. - Z. prakt. Geol. 48, S. 147-153, 1940. - - Der stratigraphische Aufbau des Diluviums im nördlichen Vorland der Osnabrücker Mittelgebirgsschwelle. - N. Jb. Geol. Pal., Mh. 1952, S. 161-169. - - Die Beziehungen des Rehburger Stadiums südlich Ankum (Krs. Bersenbrück) zur saaleeiszeitlichen Grundmoräne. - Eiszeitalter u. Gegenwart 3, S. 58-64, Öhringen 1953.
- LÜTTIG, G.: Heisterbergphase und Vollgliederung des Drenthe-Stadiums. - Geol. Jb. 75, S. 419 bis 430, Hannover 1958. - - Eiszeit - Stadium - Phase - Staffel, eine nomenklatorische Betrachtung. - Geol. Jb. 76, S. 235-260, Hannover 1959.
- OSTENDORFF, E.: Schrumpfung und Rutschungen in bindigen-quellbaren Böden. - Z. deutsch. geol. Ges. 103, S. 387-399, 1951.

- STILLE, H. & R. BRINKMANN: Der Untergrund des südlichen Oldenburg und der Nachbargebiete. - Abh. pr. geol. Landesanst. N. F. 116, S. 75-112, Berlin 1930.
- TIETZE, O.: Beiträge zur Geologie des mittleren Emsgebietes. - Jahrb. kgl. preuß. geol. Landesanst. f. 1906, S. 159-187, Berlin 1909. - - Geologisch-agronomische Karte der Gegend von Quakenbrück. - Berlin 1913.
- RICHTER, K.: Geschiebegrenzen und Eisrandlagen in Niedersachsen. - Geol. Jb. 76, S. 223-234, Hannover 1959.
- RICHTER, W., H. SCHNEIDER & R. WAGER: Die saaleeiszeitliche Staudzone von Itterbeck-Uelsen (Grafschaft Bentheim). - Z. deutsch. geol. Ges. 102, S. 60-75, 1950.
- ROHLING, J.: Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik des Tertiärs in Süddoldenburg. - Decheniana 100 A, S. 1-103, Bonn 1941.
- SPETHMANN, H.: Glaziale Stillstandslagen im Gebiet der mittleren Weser. - Mitt. geogr. Ges. Lübeck, R. 2, H. 22, S. 1-7, Lübeck 1908.
- WAGER, R.: Saaleeiszeitliche Staudzone der Dammer Berge. - Geol. Exkursionsführer für Osnabrück, Deutsch. Geol. Ges., Osnabrück 1952, S. 58-59.
- WEHRLI, H. & H. SCHNEIDER: Geologie des Emsbürener Höhenrückens. - N. Jb. Min. Geol. Pal., Abh. B. 88, S. 263-292, 1943.
- WEINGÄRTNER, R.: Beiträge zur Geologie des Großherzogtums Oldenburg. - Z. deutsch. geol. Ges. 70, M. B. S. 37-61, 1918.
- WOLDSTEDT, P.: Über einen wichtigen Endmoränenzug in Nordwestdeutschland. - Jber. nieders. geol. Verein 21, S. 10-17, Hannover 1928. - - Geologisch-morphologische Übersichtskarte des norddeutschen Vereisungsgebietes 1 : 1,5 Mill. - Pr. Geol. Landesanst., Berlin 1935. - - Über Vorstoß- und Rückzugsfronten des Inlandeises in Norddeutschland. - Geol. Rundschau 29, S. 481-490, 1938. - - Das Eiszeitalter. - Band 1, Enke, Stuttgart 1954. - - Die Geschichte des Flußnetzes in Norddeutschland und angrenzenden Gebieten. - Eiszeitalter u. Gegenwart 7, S. 5-12, Öhringen 1956.

Manusk. eingeg. 21. 5. 1962.

Anschrift des Verf.: Dozent Dr. H. G. Wunderlich, Geolog. Institut der Universität Göttingen, Berliner Straße 28.

Über das Altpleistozän und die Flußterrassen im Gebiet des mittleren Tibers

VON REINER VINKEN, Bundesanstalt für Bodenforschung, Hannover

Mit 1 Karte (Taf. 1), 2 Abbildungen und 1 Tabelle (Taf. 2)

Inhalt

Zusammenfassung.

Abstract.

Riassunto.

A. Einführung.

B. Zur Geologie des Pleistozäns

I. Altpleistozäne Ablagerungen

- a) Die altpleistozänen Schichten bei Baschi
- b) Das vulkanogen beeinflusste Altpleistozän zwischen Castiglione i. T. und Attigliano
- c) Die altpleistozänen Schichten zwischen Bassano i. T. und Civita Castellana
- d) Das marin beeinflusste Altpleistozän westlich und südwestlich von Poggio Mirteto
- e) Versuch der Parallelisierung und Einordnung der Schichten in das stratigraphische System des Quartärs

II. Die Terrassen

- a) Obere Terrasse
- b) Mittlere Terrasse
- c) Untere Terrasse
- d) Die Konvergenz der Terrassen und ihre Stellung im stratigraphischen System des Quartärs.

C. Literatur.

Zusammenfassung: Die Petrographie und die Fazies der altpleistozänen Schichten am mittleren Tiber werden beschrieben. Nach der Parallelisierung der Vorkommen liegt eine fluviale Schotterfolge im allgemeinen über dem in Asti- und Piacenza-Fazies entwickelten marinen Oberpliozän. Die Schotterfolge wird überlagert von limnischen Sedimenten, die geringmächtige Braunkohlenflöze führen. Im Liegenden der limnischen Schichten sind lokal die marinen Ablagerungen der Kalabrischen Ingression eingeschaltet. Im Hangenden der limnischen Schichten sind vulkanische Tuffe und Laven und fluviale Schotter ausgebildet. Die genannten altpleistozänen Schichten werden von mächtigen weitausgedehnten Travertinen bedeckt. Es wird versucht, die auskartierten Schichten nach Fazies und Fossilinhalt Kalt- und Warmzeiten zuzuordnen und so in das stratigraphische System des Quartärs einzustufen.

Es wurden drei Terrassen festgestellt, die von der Paglia-Mündung gegen das Becken von Rom an Auenabstand verlieren und schließlich unter die holozänen Sedimente der Flußaue abtauchen. Die Konvergenz der Terrassen zeigt eine tektonische Hebung des Gebietes am mittleren Tiber und eine Absenkung des Beckens von Rom an. Die Oberflächen der beiden älteren Terrassen sind von Travertin und vulkanischem Tuff bedeckt; die jüngste Terrasse ist frei von diesen Bildungen. Der Einfluß der tektonischen, klimatischen und thalassostatischen Faktoren auf die Terrassenbildung wird diskutiert, und es wird versucht, die Terrassen in das stratigraphische System des Quartärs einzuordnen.

Abstract: A description is given of the petrography and facies of the old-pleistocene sediments in the region of the middle part of the river Tevere. According to the correlation of the occurrences a fluvial pebbleseries normally superposes the marine Upper-Pliocene appearing in Asti- and Piacenza-facies. The pebbleseries, in turn, is overlain by limnic sediments bearing thin seams of lignite. Underlying the limnic deposits, there are interbedded, locally, marine sediments of the Calabrian ingression. Younger than the limnic beds are volcanic tuffs, lavas, and fluvial pebbles. The above mentioned old-pleistocene sediments are covered by thick widely spread travertines. An attempt is made to correlate the mapped strata to cold and warm pleistocene periods according to facies and fossils, and thus to come to a correlation to the pleistocene stratigraphical system.

Three terraces have been found. Their vertical distances to the river-plain decrease from the mouth of the Paglia towards the basin of Rome. The terraces finally disappear below the holocene sediments of the river-plain. The convergence of the terraces indicates a tectonical uplift of the area in the middle part of the river Tevere, it also indicates a depressive movement of the basin of Rome. The surfaces of both the older terraces are covered by travertine and volcanic tuff; the youngest terrace is not overlain by these deposits. The influence of the tectonical, climatical, and thalassostatical factors on the formation of the terraces is discussed. An attempt is made to correlate the terraces to the stratigraphical system of the Quaternary.

Riassunto: Vengono descritte la petrografia ed la *fàcies* dei sedimenti del pleistocene remoto della parte centrale del Tevere. A seconda del parallelismo della stratificazione una serie d'acciottolatura fluviale si trova generalmente sotto l'altopliocene marittimo, apparso in Asti- e Piacenza-*fàcies*. La serie d'acciottolatura è sottoposta ai sedimenti limnici, che portano dei filoni poco potenti di lignite. Al di sotto degli strati limnici sono situati locali sedimenti marittimi dell'ingressione calabra. Sopra gli strati limnici si sono formati dei tufi vulcanici, delle lave e delle acciottolature fluviali. I suddetti sedimenti nel vecchio pleistocene sono coperti da tentativo di mettere gli strati rilevati in correlazione ai periodi freddi e caldi secondo *fàcies* e fossili, per raggiungere una correlazione del sistema stratigrafico pleistocenico.

Furono trovate 3 terrazze. Le loro distanze verticali dalla pianura del fiume si diminuiscono dalla foce di Paglia verso il bacino di Roma. Infine le terrazze spariscono sotto i sedimenti olocenici della pianura de fiume. La convergenza delle terrazze indica un rialzamento tettonico dell'area della parte centrale del Tevere, come anche lo indica un movimento depressivo del bacino di Roma. Le superfici delle vecchie terrazze sono coperti dal travertino e tufo vulcanico. La più recente terrazza non è coperta di questi depositi. L'influsso dei fattori tettonici, climatici e talassostatici alla formazione delle terrazze viene discusso, e viene tentato di mettere in correlazione le terrazze col sistema stratigrafico dell'epoca quaternaria.

A. Einführung

Das kartierte Gebiet liegt in Mittelitalien nördlich von Rom im Grenzbereich der Regionen Latium und Umbrien. Als mittlerer Tiber wird hier die Flußstrecke von oberhalb der Paglia-Mündung südöstlich Orvieto bis Passo Corese an der Via Salaria verstanden (Anlage 1: Geologische Karte 1 : 200 000).

Das Tibertal im weiter gefaßten Sinne wird im Arbeitsgebiet vorwiegend von Schichten des marinen Oberpliozäns in toniger Piacenza- und sandiger bis konglomeratischer Asti-Fazies eingenommen. An jüngeren Ablagerungen treten die in diesem Aufsatz behandelten pleistozänen marinen, limnischen, fluviatilen und vulkanogenen Bildungen auf. Nach Westen wird das Tibertal von einem Vulkangebiet begrenzt, das sich von nordöstlich des Bolsener Sees über das Becken von Rom bis südöstlich von Velletri erstreckt. Nach Osten wird das Arbeitsgebiet durch eine etwa 150° streichende Schwelle von einer im großen parallel dazu verlaufenden Beckenfolge abgetrennt. Die Schwelle zieht sich als tektonische Hebungszone von den Sabiner Bergen über Narni zum Trasimenischen See hin. Sie wird vorwiegend aus alpidisch gefalteten jurassischen und kretazischen Kalken und alttertiären klastischen Sedimenten aufgebaut. Die Beckenfolge östlich dieser Schwelle erstreckt sich von Rieti über Terni und weiter zusammenhängend über Aquasparta, Todi, Marciano bis Perugia. Die Becken sind mit pliopleistozänen limnischen und fluviatilen Sedimenten gefüllt, denen nach neueren unveröffentlichten Untersuchungen von F. BENDER, K. E. KOCH und G. WAGNER brackische Schichten zwischengelagert sind, die auf kurzfristige marine Ingressionen hinweisen.

Geologisch gesehen umfaßt das Gebiet des mittleren Tibers die Flußstrecke vom Austritt aus dem Engtal südöstlich Orvieto, in dem der Tiber die Schwelle Narni—Trasimenischer See durchbricht, bis zum Eintritt in das Senkungsgebiet des Beckens von Rom.

Für die Übersichtskartierung i. M. 1 : 25 000, die der vorliegenden Arbeit zu Grunde liegt, standen im Herbst 1960 etwa 5 Wochen zur Verfügung. Sie sollte im Zusammenhang mit lagerstättenkundlichen Fragen dazu dienen, einen Einblick in die Faziesverhältnisse und Stratigraphie des Altpleistozäns und in die Ausbildung und Lage der Tiberterrassen zu gewinnen.

Die Arbeiten in Mittelitalien wurden im Auftrag des Ingenieurbüros für Bergbaufragen Dr.-Ing. Otto GOLD, Köln, für die Italgas von einer Arbeitsgruppe von vier Geologen ausgeführt. Ich danke Herrn Dr. GOLD, daß er mir die Veröffentlichung meiner Ergebnisse im Tibergebiet ermöglichte. Herr Dr. G. LÜTTIG machte uns mit den Problemen des Pliozäns und Pleistozäns Mittelitaliens im Gelände bekannt; außerdem übernahm er die palaeontologische Bearbeitung der Ostrakoden. An der Bestimmung der übrigen limnischen, terrestrischen und marinen Fauna waren die Herren Dr. H.-O. GRAHLE (limnische und terrestrische Schnecken und Muscheln), W. KOCH (Foraminiferen) und Dr. F. SCHMID (marine Schnecken und Muscheln) vom Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung beteiligt. Allen Herren möchte ich für ihre Hilfe danken.

B. Zur Geologie des Pleistozäns

I. Altpleistozäne Ablagerungen

Die Altpleistozänvorkommen lassen sich nach ihrer faziellen Ausbildung und ihrer räumlichen Verteilung in vier Gruppen einteilen, die in den folgenden Abschnitten beschrieben werden.

Westlich des Tibers sind Altpleistozän-Ablagerungen weit verbreitet; ihr Studium wird jedoch durch die mächtige junge Tuffbedeckung behindert oder unmöglich gemacht. In der beigegebenen Karte 1 : 200 000 (Anlage 1) erscheinen deshalb die Altpleistozänvorkommen als schmale Streifen. Ihre Fortsetzung nach Westen ist nur in einzelnen tiefen Tälern der Beobachtung zugänglich. Östlich des Tibers sind die Altpleistozänablagerungen weniger häufig erhalten. Sie sind hier jedoch flächenhaft meist ohne Bedeckung gut abgeschlossen.

a) Die altpleistozänen Schichten bei Baschi

Nordöstlich von Baschi liegen in einer Höhe von etwa 240 m ü. NN 10—15 m mächtige fluviatile Schotter über marinem Oberpliozän. Im Ostteil des Vorkommens ist das Oberpliozän in tonig-schluffiger Piacenza-Fazies, im Westteil in sandig-konglomeratischer Asti-Fazies ausgebildet. Die Konglomerate des Asti enthalten Bänke mit bis zu kopfgroßen Geröllen. Die Gerölle sind typisch marin abgerundet, die Kalke unter ihnen weisen starke Lösungseindrücke auf.

Die fluviatilen Schotter unterscheiden sich aufgrund ihrer Zurundung eindeutig von den Asti-Schottern, auch sind bei ihnen die Lösungseindrücke viel seltener. Im Hangenden der fluviatilen Schotter folgen bis zu 30 m mächtige fossilführende Mergel und Tone limnischen Ursprungs. In diesen Schichten treten humose Tone und bis zu 0,60 m mächtige Braunkohlenflöze auf, die zeitweise für Hausbedarf abgebaut wurden. Die limnischen Ablagerungen liegen horizontal.

Die Untersuchung der Fauna wies limnisches Pleistozän nach. Nach der Lagerung sind die Schichten jünger als das Oberpliozän und älter als die Obere Terrasse, die in ihnen eingeschachtelt liegt.

b) Das vulkanogen beeinflusste Altpleistozän zwischen Castiglione i.T. und Attigliano

In diesem Gebiet liegt westlich des Tibers über dem marinen Oberpliozän eine sehr wechselhafte Schichtfolge vor. Sie ist aus fluviatilen Schottern, limnischen Ablagerungen und Travertinen aufgebaut und vor allem im oberen Teil stark von vulkanischen Tuffen beeinflusst. Dabei lassen sich zwei von Norden nach Süden ineinander übergehende Faziesabfolgen unterscheiden: Im Gebiet unmittelbar südlich Castiglione i. T. ist eine Wechselfolge von vorwiegend limnischen Mergeln und Tonen mit Seekalkbänken, Kalkschluffen, fluviatilen Schottern und Tuffitbänken in einer Gesamtmächtigkeit von 40—50 m aufge-

geschlossen. Darüber folgt mit unscharfer Grenze eine etwa 25 m mächtige Ablagerung aus vulkanogenen und untergeordnet limnischen Bildungen, in die Travertinlinsen eingelagert sind. Charakteristisch sind die Tuffitlagen mit einer individuenreichen terrestrischen und limnischen Molluskenfauna. Im oberen Teil der Folge kann der limnische Anteil völlig fehlen. Über dem unteren Abschnitt folgen dann graugrüne Tuffe, die ihrerseits von braunen jungpleistozänen Tuffen überlagert werden.

Einen Einblick in den wechselhaften Aufbau der Schichten gibt das Profil bei S. Benedetto südlich Castiglione i. T.:

Profil 1 bei S. Benedetto

> 20,00 m jungpleistozäner Tuff, braun

Obere Serie	1,20 m Tuff, graugrün
	1,80 m Mergel, weißgrau
	3,10 m Tuffit, graubraun
	2,00 m Mergel und Kalkschluff (Seekreide?), weiß
	2,30 m Tuffit, graubraun, fossilführend
	5,20 m Tuffit, graubraun, mit bis zu 1 m mächtigen Travertinlinsen
	4,70 m Wechsellagerung von Kalkschluff, Mergel und Travertinlinsen
	2,00 m Seekalk, weiß, splittrig, fossilführend
	1,10 m Tuffit, grau
	1,20 m Travertin, mit Schotterlinsen
Untere Serie	ca. 10,00 m Mergel und kalkige Tone, gelbbraun, fossilführend
	2,30 m Schotter, graubraun, fluviatil
	ca. 13,00 m Mergel, weißgrau, mit zwei 20 cm mächtigen Schotterlagen
	1,50 m Seekalk, weiß, splittrig, mit Tuffitlinsen
	0,90 m Seekreide, weißgrau, mit Tuffitlagen
	2,20 m Mergel, gelb, fossilführend
	1,00 m Schotter, grau, fluviatil
	9,00 m Mergel, graugelb
	1,30 m Kalksandstein, gelb
	2,40 m Schotter, graubraun, fluviatil
	2,00 m Ton, grau
	ca. 5,00 m nicht aufgeschlossen
	> 5,00 m Schotter, grobsandig, dunkelrostbraun, schräggeschichtet, reich an vulkanischem Material

ca. 10,00 m nicht aufgeschlossen

> 30,00 m marines Oberpliozän in Asti-Fazies.

In dieser Ausbildung erstrecken sich die Schichten bis nordöstlich Graffignano. Nach einem relativ schnellen Übergang ist dann von östlich Graffignano bis auf die Höhe von Attigliano eine scharfe Zweiteilung der altpleistozänen Folge in einen fluviatilen und einen vulkanogenen Abschnitt zu beobachten. Im Liegenden sind über marinem Oberpliozän, meist in Piacenza-Fazies, fluviatile Kiese und Sande mit einer Mächtigkeit von stellenweise mehr als 12 m verbreitet. Darüber folgen z. T. mehr als 15 m mächtige, vorwiegend vulkanogene und limnische Ablagerungen. Zum Hangenden der Gesamtfolge hin setzen Travertinlinsen ein. Der limnische Anteil wechselt; auch hier vertreten in einigen Aufschlüssen graugrüne Tuffe den gesamten oberen Abschnitt. Westlich Attigliano liegt eine Travertinplatte, in deren unterem Teil geringmächtige Tuffitlinsen auftreten, unmittelbar über der fluviatilen Serie.

Ein Beispiel für den Aufbau der Schichten des Gebietes zwischen Graffignano und Attigliano ist das Profil bei Collevale westlich Attigliano;

Profil 2 Collevalle

> 30,00 m jungpleistozäner Tuff, braun

Obere Serie	ca. 15,00 m	Wechsellagerung von grauem Tuff und graubraunen fossilführenden Tuffiten, untergeordnet Travertinlinsen und dm-mächtige limnische Mergel
	2,30 m	Tuffit grau, feingeschichtet, mit Blattabdrücken
	ca. 7,00 m	nicht aufgeschlossen
Untere Serie	4,30 m	Feinsand, gelb, feingeschichtet mit Fossilagen
	3,10 m	Kiese, rostbraun, schräggeschichtet, fluviatil
	1,80 m	Sand, rostbraun, grünlich und schwarz-braun, schräggeschichtet, reich an umgelagertem Tuff
	3,60 m	Kies, mit Sandlinsen, rostfarben, schräggeschichtet
	ca. 5,00 m	nicht aufgeschlossen

> 60,00 m marines Oberpliozän in Piacenza-Fazies.

Die Basis der hier beschriebenen altquartären Schichten liegt zwischen 170 m ü. NN im Norden und 130 m ü. NN im Süden. Die Absenkung der Basis zeigt nach Richtung und Betrag etwa dieselben Werte wie die der später zu besprechenden Oberen Terrasse in diesem Abschnitt. Bisher ist es nicht möglich zu beurteilen, ob dieses Absinken der Altpleistozän-Basis auf eine spätere tektonische Kippung zurückzuführen ist oder ob ein älteres Relief zugedeckt wurde. Eine meßbare Diskordanz zum liegenden Oberpliozän konnte nicht festgestellt werden.

Eine vorläufige Bestimmung der in den zahlreichen entnommenen Proben (Mergel, Ton, Feinsand, Tuffit) auftretenden Fossilien ergab:

Ostracoda

Candona aff. falcata ALM
Candona neglecta SARS n. ssp. 1)
Candona neglecta SARS n. ssp. 2)
Candona neglecta SARS ssp. indet.
Candona rostrata BR. & NORM.
Cyclocypris aff. serana (KOCH)
Cyprideis littoralis (BRADY)
Cyprinotus incongruens (RAMDOHR)
Ilyocypris gibba gibba (RAMDOHR)
Ilyocypris gibba (RAMDOHR) n. ssp. 1)
Ilyocypris sp. fragm.

Gastropoda

Pupilla muscorum (LINN.)
Helix sp. indet.
Vallonia pulchella (MÜLL.)

Vertigo sp. indet.

Trichia sp. indet.
Succinea (Oxyloma) elegans (MONT.)
Euconulus trochiformis MONT.
Galba trinuculata MÜLL.
Gyraulus roßmäßleri AUERSW.
Bulimus tentaculatus (LINN.)
Viviparus sp. indet.
Valvata cristata MÜLL.
Valvata piscinalis MÜLL.
Zonites verticillus FÉR.
Cepaea sp. indet.
Pomatias elegans (MÜLL.)
Oxychilus sp.

Lamellibranchiata

Musculium lacustre MÜLL.

Nach dieser Fauna, vor allem nach den Ostrakoden, handelt es sich bei den untersuchten Schichten um limnisches Altpleistozän. Anzeichen für brackische Einschaltungen gehen nach der Gesamtausbildung der Schichten auf Binnensalzstellen, nicht aber auf marine Beeinflussung zurück. Weitere Anhaltspunkte für das Alter der Schichten ergeben sich daraus, daß sie sich überall unmittelbar im Hangenden des Oberpliozäns befinden und daß sie topographisch höher liegen als die Obere Terrasse. Der Fluß, der die Sedimente der Oberen Terrasse ablagerte, hat die altpleistozänen Schichten unterschritten; seine Ablagerungen sind also jünger.

Die Faziesverteilung der altpleistozänen Schichten im Gebiet zwischen Castiglione i. T. und Attigliano ergibt im Nordteil das palaeogeographische Bild einer mit Seen überzogenen

1) Eine endgültige taxionomische Einreihung dieser Arten und Unterarten ist durch eine in Vorbereitung befindliche Publikation von G. LÜTTIG zu erwarten.

Landschaft. Das limnische Regime wechselt mit dem fluviatilen auf engstem Raum. Im Süden kamen in dieser Periode überwiegend fluviatile Sedimente zum Absatz. Während dieser Zeit setzt die vulkanische Tätigkeit ein; sie wird im Verlauf der Zeit stärker und erreicht ihren ersten Höhepunkt, was in dem häufig die anderen Komponenten überwiegenden Tuffanteil der Schichten zum Ausdruck kommt.

c) Die altpleistozänen Schichten zwischen Bassano i. T. und Civita Castellana

In diesem Abschnitt ist die fluviatile Fazies im Altpleistozän weitaus vorherrschend. Das nördlichste Vorkommen dieses Bereiches liegt bei Penna i. T. in einer Höhe von 240 m ü. NN über tonigem marinem Oberpliozän. Im oberen Teil sind der fluviatilen Folge limnische fossilführende Mergel und Kalke von geringer Mächtigkeit zwischengeschaltet. Die Ablagerungen werden von einer bis zu 20 m mächtigen Travertinplatte bedeckt.

Westlich des Tibers folgt zwischen Bassano i. T. (bei 250 m ü. NN) und Orte (210 m ü. NN) über marinem Ton des Oberpliozäns oder einem marinen Konglomerat (bei Orte) eine mehr als 10 m mächtige fluviatile Schotterserie, die ihrerseits von limnischen Mergeln und Tonen überlagert wird. Die Mächtigkeit der limnischen Schichten beträgt mehr als 15 m. In ihnen sind bis zu 70 cm mächtige Braunkohlenflöze ausgebildet, die zeitweise bei Bassano i. T. und westlich Orte abgebaut wurden. Nach Süden wird der limnische Anteil des Profils geringer; die Tone und Mergel keilen schließlich bei Orte Stazione südlich von Orte aus. Die Travertinüberdeckung, die westlich Orte einsetzt, reicht noch einige km weiter nach Süden.

Die rein fluviatile Fazies läßt sich über das Tal von Gallese hinaus bis südlich Borghetto verfolgen. Die Schotter erreichen eine Mächtigkeit von über 100 m. Ihre Basis über dem marinen Oberpliozän sinkt von südlich Orte von 275 m ü. NN kontinuierlich und relativ steil auf unter 45 m ü. NN nördlich Civita Castellana ab. Wie in den senkrecht zum Tiber verlaufenden Tälern zu beobachten ist (besonders Gallese und Civita Castellana), sinkt die Schotterbasis auch von Osten nach Westen ab. Die Zone der größten Mächtigkeit und der tiefsten Position der Auflagerungsfläche der Schotter verläuft westlich des heutigen Tibertals. Es muß daraus geschlossen werden, daß das Entwässerungssystem zur Zeit der Ablagerung der fluviatilen Serie sich stark vom heutigen Tibersystem unterschied und wenig mit diesem gemein hatte.

Das Absinken der Auflagerungsfläche ist primär auf die Überschotterung eines alten Reliefs zurückzuführen. Sekundär kommt eine Schrägstellung der Fläche durch tektonische Bewegungen hinzu, deren Auswirkungen auch bei den Terrassen nachgewiesen werden können.

Östlich der Neramündung liegt die Basis der zur gleichen Folge gehörenden 50—70 m mächtigen Schotter im Osten 230 m ü. NN und im Westen 195 m ü. NN. Das Absinken der Auflagerungsfläche nach Westen ist also auch hier vorhanden. Ein isolierter Schotterrest findet sich bei Otricoli. An der Oberfläche beider Vorkommen sind Reste einer heute weitgehend zerstörten Rotlehmdecke erhalten geblieben.

Im Gebiet von Civita Castellana schalten sich limnische Tone und Mergel, die z. T. fossilreich und humos sind, in die fluviatile Schotterfolge ein. Östlich Civita Castellana gewinnt der vulkanische Anteil wieder Einfluß auf die Schichtfolge. Über fluviatilen altpleistozänen Schottern (Basis etwa 100 m ü. NN) folgen fossilreiche Tuffite und Tone, die durch Verwitterung aus feinkörnigem Tuff entstanden sind. Im Hangenden folgt eine mächtige Travertinplatte, die ein großes Gebiet überdeckt.

Auch östlich des Tibers ist in diesem Gebiet ein vulkanogener Einfluß festzustellen; ferner ist hier in einer Schotterfolge ein fossiler Boden ausgebildet:

Profil 3 nördlicher Aia-Talrand, Einschnitt der Straße Magliano S. — Stimigliano

>5,00 m Schotter, dunkelbraun, fluviatil, reich an Kalkgeröllen mit Sandlinsen, die zu einem hohen Prozentsatz aus Augiten und Hornblendens bestehen. Außerdem umgelagerte Asti-Fossilien.

2,00 m Braunlehm, als Verwitterungs-Restschotter Hornsteingerölle.

5,00—7,00 m Sand, braungrau, reich an vulkanischem Material, mit Kieslinsen.

3,00 m Schotter, braun, fluviatil, reich an Kalkgeröllen.

~90 m ü. NN

>50,00 m marines Oberpliozän (Sande, Tone).

Im Gebiet zwischen Bassano i. T. und Civita Castellana wurde den feinkörnigen Sedimenten eine Reihe von Proben entnommen. Eine vorläufige Untersuchung ergab in allen Fällen Pleistozän; häufig ließ sich das Ergebnis auf limnisches Altpleistozän präzisieren. Auch eine brackisch beeinflusste Fauna, die an Binnensalzstellen gebunden ist, wurde nachgewiesen. Folgende Fossilien wurden bestimmt:

Ostracoda

Candona neglecta Sars n. ssp. 2¹)
Candona aff. rostrata Br. & Norm.
Candona sp. juv.
Cyprideis littoralis juv. (BRADY)
Cyprideis sp.
Ilyocypris gibba (RAMDOHR) n. ssp.¹)
Paracyprina sp.

Gastropoda

Limax sp.
Bulimus tentaculatus (LINN.)
Carychium tridentatum RISSO (? *C. mariae* PAUL.)
Acme lineata DRAP.
Glandina sp. juv.

Auch in diesem Gebiet sind die beschriebenen Schichten nachweisbar jünger als Oberpliozän und älter als die Obere Terrasse.

d) Das marin beeinflusste Altpleistozän westlich und südwestlich von Poggio Mirteto

Die Ausbildung des Altpleistozäns und die Lagerungsverhältnisse in diesem Gebiet werden an zwei gut aufgeschlossenen Profilen dargestellt:

Profil 4 Straßeneinschnitt bei der Ziegelei S. Vittore westlich Poggio Mirteto

VI ca. 3,00 m Schotter, braun, fluviatil, und Feinsand, braungelb, schräggeschichtet
ca. 25,00 m nicht aufgeschlossen

V > 30,00 m Ton, graublau und gelbbraun, limnisch, z. T. humos, mit bis dm-starken Braunkohlenlagen

IV 6,50 m Schotter, grau, fluviatil, mit Sandlinsen, fossilleer

III 6,20 m Sand, graugelb, mit Tonlagen und wenigen Kieslinsen, marin, fossilführend

II 5,30 m Ton, schluffig, grau, marin, fossilreich

ca. 10,00 m nicht aufgeschlossen

I > 20,00 m Schotter, marin (Oberpliozän)

In den einzelnen Schichten wurden folgende Fossilien nachgewiesen:

Schicht II

Foraminifera

Nonion boueanum
Nonion depressulum
Elphidium semistriatum
Streblus beccarii
Quinqueloculina seminula
Triloculina sp.
Valvulineria bradyana

Gastropoda (juv. Formen)

Amyclina semistriata (BROCCHI)
Bittium (B.) reticulatum (DA COSTA)
Hinia sp.
Ostomia (Megastomia) conoidea
(BRUGUEÈRE)

Lamellibranchiata (juv. Formen)

Aloides (A.) gibba (OLIVI)
Pitaria (P.) rudis (POLI)
Cyprina islandica (LINNÉ)

Schicht III

Foraminifera

Elphidium crispum
Streblus beccarii

Lamellibranchiata (juv. Formen)
Mactra corallina (LINNÉ)
Pitaria (P.) *rudis* (POLI)
Venus (*Ventricola*) *multilamella* (LAMARCK)
Venus sp.

Gastropoda (juv. Formen)
Bittium (B.) *reticulatum* (DA COSTA)
Odostomia (*Megastomia*) *conoidea*
 (BRUGUEÈRE)

Schicht V
 Ostracoda
Candona candida (O. F. MÜLLER)
Candona neglecta SARS n. ssp. 2¹

Gastropoda
Limax sp.
Carychium tridentatum RISSO
 (? *C. mariae* PAUL.)
Bulimus tentaculatus (LINN.)

Die marinen Schichten in randnaher Fazies im Hangenden des Oberpliozäns (Schicht II u. III) sind nach Lagerung und Fossilinhalt (z. B. *Cyprina islandica*) mit der ersten pleistozänen Ingression der Kalabrischen Stufe verknüpft. Die fluviatilen Schotter (Schicht IV) im Hangenden der marinen Schichten zeigen die Regression des Kalabrischen Meeres an. Im Hangenden folgt darüber eine mächtige limnische Serie mit Braunkohlenlagen (Schicht V), die wiederum von fluviatilen Sedimenten überlagert wird. Die limnischen Schichten lassen sich parallel zum Tiber nach NW verfolgen, wo sie vom Fluß, der die Obere Terrasse abgelagert, unterschritten wurden.

Weiter südlich ist bei der Ponte Sfondato folgendes Profil aufgeschlossen:

Profil 5 Pte. Sfondato über die Farfa, südwestlich Poggio Mirteto	
VIII	> 10,00 m Tuff, braun, jungpleistozän
VII	> 3,00 m Travertin
VI	? m Schotter, fluviatil, nicht in primärer Lagerung aufgeschossen
V	ca. 40,00 m Feinsand und Mergel, weißgelb, mit wenigen Kieslinien, fossilführend: <i>Candona candida</i> (O. F. MÜLLER), <i>Ilyocypris gibba</i> (RAMDOHR) n. ssp. 1, <i>Limnocythere inopinata</i> (RAMDOHR)
IV bis	0,80 m Rotlehm, mit Hornstein-Restschottern
III	29,00 m Schotter hellgrau, fluviatil, reich an Kalkgeröllen, mit Sand- und braunroten Lehmlinsen
II	> 2,00 m Rotlehm
I	marines Oberpliozän, Asti-Fazies

Über einer oberpliozänen Rotlehmdecke (Schicht II) kamen mächtige fluviatile Schotter (Schicht III) zum Absatz, deren oberer Teil ebenfalls von einer Rotverwitterung betroffen wurde. Diese Rotlehmdecke wurde vor Ablagerung der hangenden limnischen Sedimente (Schicht V) weitgehend zerstört, so daß sie nur noch in einzelnen Linsen (Schicht IV), die aber sicher nach dem Vorkommen von Hornstein-Restschottern in primärer Lage sind, vorliegt. Die hangenden fluviatilen Schotter wurden nicht im Schichtverband, sondern nur umgelagert und als Lesesteine angetroffen. Die gesamte Schicht V wurde in einer Veröffentlichung von G. LÜTTIG (1958) nach Fossilbestimmungen als marine Schicht kalabrischen Alters beschrieben. Neuerdings von G. LÜTTIG untersuchte Proben ergaben aber eine einwandfreie limnische Fauna, die auch wegen der transportempfindlichen Dünnschaligkeit von *Candona candida* z. B. nicht umgelagert sein kann. Eher ist es wahrscheinlich, daß die ein marines Ablagerungsmilieu anzeigenden Foraminiferen der ersten Untersuchung aus dem liegenden Asti in die limnische Schicht V umgelagert wurden. Es muß jedoch mit der Möglichkeit gerechnet werden, daß im untersten Teil der Schicht V, ähnlich den Verhältnissen bei S. Vittore (Profil 4), eine geringmächtige, petrographisch nicht unterscheidbare marine oder brackische Einschaltung vorliegt, die nach oben von limnischen Sedimenten abgelöst wird. Um hier zu einem gesicherten Ergebnis zu kommen, müssen im liegenden Teil der Schicht V die Proben dichter entnommen werden als es bisher geschehen ist.

e) Versuch der Parallelisierung und der Einordnung der Schichten in das stratigraphische System des Quartärs

Das Alter der in den beschriebenen Gebieten auftretenden Sedimentfolgen wird durch das Lagerungsverhältnis zu zwei Schichten festgelegt. Sie sind jünger als Oberpliozän, das sie überall überlagern, und älter als die Obere Terrasse, (Stellung der O. T. s. IID), die in ihnen eingeschachtelt liegt. Die untersuchten Schichten gehören also in den älteren Abschnitt des Pleistozäns. Diese Alterseinstufung wird auch durch die bisher untersuchte Fauna unterstützt.

Für die Parallelisierung der altpleistozänen Folgen in den einzelnen Gebieten eignen sich mehrere Schichten. Einen ersten Leithorizont bilden die Ablagerungen der vulkanischen Eruptionen. Die Erfahrung in anderen Vulkangebieten (z. B. Eifel) zeigt, daß Phasen der Eruptionstätigkeit mit Phasen der Ruhe wechseln, so daß die vulkanischen Ablagerungen als Zeitmarken benutzt werden können.

Dann sind die limnischen braunkohlenführenden Schichten zu nennen, die z. B. bei Baschi, Bassano i. T., Orte und S. Vittore auftreten (Tab. 1). Es besteht theoretisch die Möglichkeit, daß während des älteren Pleistozäns mehrmals die Bedingungen für eine Braunkohlenbildung erfüllt waren. Nach den Lagerungsverhältnissen kann jedoch angenommen werden, daß im untersuchten Gebiet die Ansammlung humoser Substanz einmalig vor sich ging. So sind z. B. nirgends zwei braunkohlenführende, nicht einmal zwei limnische Schichtkomplexe übereinander angetroffen worden.

Als dritter Leithorizont für die Parallelisierung ist der Travertin zu betrachten, der in Platten von beträchtlicher Mächtigkeit und großer Ausdehnung im Hangenden der altpleistozänen fluviatilen und limnischen Sedimente ausgefällt wurde. Auch dieser Travertin ist älter als die Obere Terrasse.

Eine weitere und an sich die beste Zeitmarke ist die marine Einschaltung der Kalabrischen Stufe. Im Arbeitsgebiet konnten die marinen Sedimente jedoch nur in einem Profil (4, S. Vittore) mit Sicherheit nachgewiesen werden. Fossile Bodenbildungen sind ebenfalls zu selten und nur in begrenzten Gebieten erhalten, um der Parallelisierung dienen zu können.

Mit Hilfe der Leithorizonte lassen sich die Vorkommen der einzelnen Gebiete in der in Tafel 2 dargestellten Weise verknüpfen. In fast allen Gebieten folgen über dem marinen Oberpliozän fluviatile Schotter. Diese werden im allgemeinen von limnischen Schichten überlagert, die geringmächtige Braunkohlenflöze führen. Die limnischen Schichten verzahnen sich z. T. mit fluviatilen Sedimenten und werden in einigen Gebieten — z. B. in der weiteren Umgebung von Gallese — völlig durch diese ersetzt. Im Hangenden der limnischen Folge treten vorwiegend vulkanische Bildungen und fluviatile Schotter auf. Die vulkanische Beeinflussung zeigt sich in geringem Maße schon in der oberen Hälfte der limnischen Serie; sie setzt sich bis in die Zeit der Travertinbildung fort.

Die marinen Schichten der Kalabrischen Stufe sind bei S. Vittore im Liegenden der limnischen braunkohlenführenden Schicht eingeschaltet. Wenn marine pleistozäne Schichten im Profil der Pte. Sfondato fehlen, wie es nach den jetzt untersuchten Proben wahrscheinlich ist, liegt die Annahme nahe, daß sie durch den Rotlehm-Horizont IV (Profil 5) vertreten sind. Das würde bedeuten, daß das Gebiet bei der Pte. Sfondato während der Kalabrischen Ingression nicht überflutet wurde, sondern der Verwitterung ausgesetzt war.

Das Altpleistozän ist auch in Mittelitalien durch einen Wechsel von Kalt- und Warmzeiten gekennzeichnet. Dieser Wechsel wird zur Aufstellung des stratigraphischen Schemas des Quartärs benutzt. Es fragt sich nun, welche Hinweise sich im Arbeitsgebiet für die klimatische Einstufung der einzelnen Schichtkomplexe finden.

Nach den Erfahrungen in Mitteleuropa liegt es nahe, die braunkohlenführenden limnischen Schichten in eine Warmzeit zu stellen. Im Mittelmeergebiet kam eine Arbeitsgruppe

im Becken von Megalopolis auf dem Peloponnes zu demselben Ergebnis. Hier wurden die Braunkohlenflöze in der ersten Warmzeit des Pleistozäns abgelagert (R. VINKEN, Geol. Jb., in Vorbereitung). Nach H. REMY (1958) wurden bei Villarroya (Spanien) humose Schichten („Moormergel“) ebenfalls in einer Zeit mit warmen Klimabedingungen abgelagert. Nach Untersuchungen von E. LÖHNERT (1960, 1961) ist in Mittel- und Süditalien aus braunkohlenführenden limnischen Schichten eine Flora bekannt, die mit warmzeitlichen mitteleuropäischen Vorkommen verglichen wird. G. LÜTTIG (1958) stellt in einer Tabelle, welche die Ergebnisse einer Übersichtsuntersuchung Mittelitaliens gibt, die braunkohlenführenden Schichten in die 1. Warmzeit. Im Arbeitsgebiet spricht bei der jetzigen Untersuchung das starke Vorwiegen von wärmeliebenden Ostrakoden in den limnischen Schichten für Ablagerung in einer Warmzeit.

Eine ebenfalls warmzeitliche Bildung ist in den mächtigen weitausgedehnten Travertinen zu sehen, die im Hangenden der fluviatilen und limnischen Sedimente ausgebildet sind. Auch gilt das für die fossilen Rotlehme (Terra rossa) in der angetroffenen Ausbildung.

Unter Berücksichtigung dieser klimatischen Zuordnung ergibt sich für das Altpleistozän, wenn man den hangenden Travertin außer Betracht läßt, eine Dreiteilung, die in Tab. 1 durch die gerissenen Linien dargestellt wird. Die liegenden fluviatilen Schotter sind wohl in die erste Kaltzeit, die auf das Oberpliozän folgt, zu stellen. In der ersten im Gebiet nachweisbaren Warmzeit wurden dann die limnischen braunkohlenführenden Schichten abgelagert. In der gleichen Warmzeit unterlagen die oberen Teile der liegenden Schotter z. T. einer intensiven Rotverwitterung. In einigen Gebieten (z. B. Gallese) ging jedoch die Aufschotterung weiter. Die marine kalabrische Überflutung setzte den Gegebenheiten nach schon nach dem Höhepunkt der 1. Kaltzeit ein (vgl. auch SELLI 1954). Sie dauerte bis in die erste Warmzeit an, um noch in dieser nach der Regression von einem limnischen Regime abgelöst zu werden. Hier liegt also vorwiegend der kältere Abschnitt der Kalabrischen Stufe vor. Der in anderen Gebieten Mittelitaliens nachgewiesene ausgesprochen „warme“ Abschnitt der Kalabrischen Stufe wird durch limnische Sedimente vertreten.

Im Hangenden der limnischen Folge der 1. Warmzeit sind fluviatile Schotter und vulkanogene Sedimente ausgebildet. Bisher sind keine Hinweise für ihre Einordnung bekannt. Nach der Lagerung der Schotter über den limnischen Sedimenten der 1. Warmzeit und unter dem warmzeitlichen Travertin ist es naheliegend, sie in die 2. Kaltzeit zu stellen. Die Travertine gehören nach ihrer Lagerung in die 2. Warmzeit. Die vulkanischen Eruptionen beginnen in der 1. Warmzeit, wie das Auftreten des Tuffes in den limnischen Sedimenten zeigt, und dauert bis in die 2. Warmzeit an, da die vulkanischen Bildungen den Travertinen im Basisbereich z. T. noch zwischengelagert sind.

G. LÜTTIG (1958) gliedert das Pleistozän Mittelitaliens in 4 Stufen:

Tiber-	Stufe
Ombrone-	Stufe
Elsa-	Stufe
Arno-	Stufe

Die einzelnen Stufen umfassen jeweils eine Warm- und eine Kaltzeit. Nur die Arno-Stufe besteht, da das Pleistozän nach der Definition (Londoner Kongreß 1948) mit einer Kaltzeit beginnen muß, aus zwei Kaltzeiten und einer Warmzeit. Wendet man diese Gliederung bei den untersuchten Schichten an, so ist das dreigeteilte ältere Pleistozän in die Arno-Stufe zu stellen, während die hangenden Travertine in die Warmzeit der Elsa-Stufe gehören würden.

Es soll jedoch festgehalten werden, daß die hier vorgenommene Parallelisierung und die Zuordnung zu Kalt- und Warmzeiten ein erster Versuch ist. Eine Parallelisierung mit dem in Mitteleuropa aufgestellten, ebenfalls noch nicht völlig gesicherten stratigraphischen

Schema des Altquartärs läßt sich deshalb nicht durchführen. Es fehlt bisher für das Arbeitsgebiet die genaue und vollständige Auswertung der fossilen Flora und Fauna, vor allem in klimatologischer Hinsicht, die Aussagen über Temperaturen, Niederschläge, Niederschlagsverteilung usw. möglich macht. Zu dieser Untersuchung sind eine Spezialkartierung der altpleistozänen Schichten und eine dichtere Probenentnahme notwendig, die in dem interessanten und relativ gut aufgeschlossenen Gebiet zu guten Ergebnissen führen werden.

II. Die Terrassen

Am mittleren Tiber sind eine große Anzahl von schotterbedeckten Verebnungen erhalten, die Reste von Flußterrassen sind. Drei morphologische Stufen sind mit Sicherheit zu unterscheiden. Sie werden von der älteren zur jüngeren mit den stratigraphisch neutralen Namen: Obere Terrasse, Mittlere Terrasse und Untere Terrasse belegt. Alle drei Terrassenkörper sind jünger als die altpleistozänen Schichten, da sie in Tälern abgelagert wurden, die in oberpliozäne und altpleistozäne Sedimente eingeschnitten wurden (Taf. 2).

Alle im Text folgenden Höhenangaben geben die Lage der Terrassen-Unterkante über Tiberspiegel an. Die Unterkante wurde gewählt, weil die Basis der Terrassen über den marinen Sanden und Tonen des Oberpliozäns meist gut aufgeschlossen ist. Die Oberflächen der Terrassen sind dagegen in vielen Fällen von mächtigen Travertinen und vulkanischen Tuffen bedeckt, so daß ihre Höhenlage oft nur ungenau anzugeben ist. Bei der Angabe der Höhenlage der Unterkante wurden z. T. mehrere Meter tief in die Unterlage der Terrasse hineingreifende Rinnen oder Kolke nicht berücksichtigt.

a) Obere Terrasse

Die Unterkante der Oberen Terrasse als der ältesten der drei Verebnungen liegt im Bereich der Paglia-Mündung 80—90 m über dem Flußspiegel. Die Terrasse ist als Verebnung auf älteren Sedimenten und als Schotterkörper erhalten. Tiberabwärts sind die Schotter der Oberen Terrasse südlich Castiglione i. T. über ein großes Gebiet in einer Höhe von 70—80 m zu verfolgen. Sie werden z. T. von einer Travertinplatte überlagert, die von jungem Tuff bedeckt wird.

Weiter südlich finden sich NE Graffignano zwei kleine Schotterreste der Oberen Terrasse in einer Höhe von 60—66 m. Wie aus Taf. 1 hervorgeht, ist bis hierher schon ein deutliches Absinken der Oberen Terrasse gegen die Flußaue festzustellen. Der Höhenlage nach sind die Obere Terrasse und die altpleistozänen Schotter gut auseinanderzuhalten.

Weiter tiberabwärts ist die Obere Terrasse im Gebiet von Attigliano auf der östlichen Tiberseite ausgebildet. Über eine Strecke von etwa 6 km sind die z. T. tuffbedeckten Schotter parallel zum Tiber in gleichbleibender Höhe von 55—58 m zu verfolgen. Die Unterbrechung des kontinuierlichen Absinkens der Terrasse gegen die Flußaue, die aus Abb. 1 gut hervorgeht, ist auf eine lokale tektonische Verbiegung der Terrasse zurückzuführen. Dasselbe Verhalten zeigt die Mittlere Terrasse, wie im nächsten Kapitel ausgeführt wird. In der Umgebung von Orte treten mehrere Terrassenreste in etwa 40 m Höhe auf. Meist liegen tuffbedeckte Schotter vor; z. T. handelt es sich um in die oberpliozänen Schichten eingeschnittene Verebnungsreste.

Im Tal der unteren Nera liegt die höchste Terrassenstufe westlich Montoro, wo der Fluß aus dem Engtal heraustritt, etwa 60 m über dem Neraspiegel. Zur Neramündung hin stellt sie sich auf die Obere Terrasse des Tibers südlich Orte in etwa 40 m Höhe ein.

Östlich von Gallese ist auf der Westseite des Tibers eine langgestreckte Verebnung zu verfolgen, die aus den altpleistozänen Schottern in 30—35 m Höhe herausgeschnitten ist. Echte Terrassenschotter konnten auf dieser von Tuff konservierten Fläche nur an einigen Stellen gefunden werden. Diese Verebnung der Oberen Terrasse sinkt von Norden nach Süden bis Borghetto um 4 m gegen die Aue ab. Östlich des Tibers liegen in diesem Gebiet südlich Otricoli 1—3 m mächtige tuffbedeckte Schotter ebenfalls in etwa 35 m Höhe.

Südlich Magliano S. ist ein Vorkommen in etwa 30 m Höhe unter Tuff aufgeschlossen, das sich in ein Seitental hineinzieht.

Im Mündungsbereich der Aia liegt die gemeinsame Obere Terrasse von Tiber und Aia 27 m hoch. Nördlich von Ponzano R. ist eine unruhige, spärlich mit Schottern bedeckte Fläche in etwa 23 m erhalten. In der gleichen Höhe befinden sich die Schotterreste südlich Forano, die sich bis südlich S. Vittore weiterverfolgen lassen und bis auf 20 m absinken. Der Südteil des Vorkommens ist von mächtigem Tuff bedeckt. Nordwestlich der Pte. Sfondato streichen die bis 4 m mächtigen Schotter der Oberen Terrasse in 17—15 m Höhe unter einer 30—40 m mächtigen Travertinplatte aus, die wiederum von wechselnd mächtigem Tuff überlagert wird. Das Vorkommen läßt sich tiberabwärts weiter verfolgen und befindet sich am südlichsten Punkt unter einer gleichartigen Bedeckung in 12 m Höhe über dem Tiber. Südlich dieses Gebietes sind keine Terrassenreste mehr angetroffen worden. Es ist deshalb zu folgern, daß die Obere Terrasse bei gleichbleibendem Absenkungsbetrag am Rand des bei Passo Corese beginnenden Beckens von Rom unter die holozänen Sedimente der Flußauflaute abtaucht.

Zusammenfassend ist also festzustellen, daß die Unterkante der Oberen Terrasse von der Paglia-Mündung bis zum Rand des Beckens von Rom von 80—90 m über dem Tiber Spiegel bis auf 0 m absinkt. Die kontinuierliche Absenkung wird unterbrochen durch eine lokale tektonische Verbiegung im Gebiet von Attigliano. Im Süden des Arbeitsgebietes ist mit der Annäherung an das Becken von Rom der Absenkungsbetrag geringer als im Norden. Auf die Ursachen der Kippung der Oberen Terrasse gegen die Flußauflaute wird später eingegangen.

Die Obere Terrasse ist von Travertin, dieser wiederum von Tuff bedeckt. Der Travertin ist älter als die Mittlere Terrasse, denn er wurde vom Fluß, der die Schotter der Mittleren Terrasse abgelagert, unterbrochen, wie sich besonders südlich Castigliano i. T. zeigen läßt. Die unverwitterten Schotter der Oberen Terrasse bestehen durchschnittlich zu 90% aus Kalkgeröllen, die restlichen 10% sind aus Sandsteinen, Quarz, Tonsteinen und vulkanischem Material zusammengesetzt. Unter den vulkanischen Geröllen wurde u. a. Leuzitlava gefunden, die zwischen Borghetto und Civita Castellana im Hangenden der altpleistozänen Schichten ansteht. Damit liegt ein weiterer Beweis für das Altersverhältnis dieser vulkanischen Ablagerungen zur Oberen Terrasse vor.

Da alle Terrassen am mittleren Tiber nach den bisher untersuchten Proben gleichartig reich an Kalkgeröllen sind, ist bei späteren Spezialuntersuchungen besonders auf die Zusammensetzung der Gruppe der vulkanischen Gerölle zu achten. Auch der Schwermineralinhalt der Sandfraktion dürfte für die Unterscheidung der Terrassen von Bedeutung sein. Die so gewonnenen Gliederungsmöglichkeiten werden dann eine Hilfe bei der Untersuchung der im Becken von Rom normal vom Älteren zum Jüngeren übereinanderfolgenden Sedimente bieten, die den Terrassenschottern altersmäßig entsprechen.

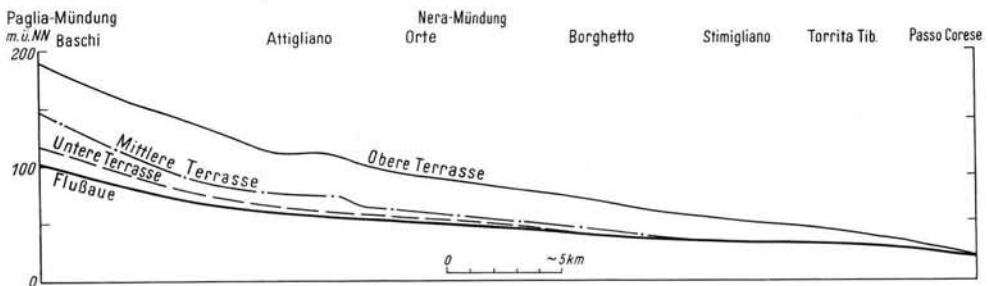


Abb. 1. Längsprofil der Terrassen am mittleren Tiber (Lage der Basis).

b) Mittlere Terrasse

Im Bereich der Paglia-Mündung ist die Mittlere Terrasse in einer Reihe von Schottervorkommen erhalten geblieben, die in einer Höhe von 45—55 m liegen. Westlich des Tibers ist flußabwärts südlich Castiglione i. T. eine ausgedehnte tuffbedeckte Fläche mit Schotterbedeckung ausgebildet, die von Norden nach Süden von 45 m auf 33 m absinkt. Östlich Graffignano liegt die teilweise von Travertin bedeckte Mittlere Terrasse nur noch in 23 m Höhe. Besonders schön ist das Absinken der Terrasse gegen die Flußauve in diesem Gebiet auf der Ostseite des Tibers über etwa 9 km fortlaufend zu verfolgen. Das im Norden von Travertin überlagerte Vorkommen mit nahezu ununterbrochen aufgeschlossener Unterkante sinkt von 40 m im Norden auf 20—22 m im Süden ab.

Im Gebiet von Attigliano liegt die Mittlere Terrasse über eine Erstreckung von mehr als 3 km hin konstant in 18—20 m über Flußniveau. Sie verhält sich also ähnlich wie die Obere Terrasse in diesem Gebiet. Das starke Absinken gegen die Flußauve wird durch ein Parallellaufen der Terrassenunterkante mit dem heutigen Gefälle abgelöst. Bei Attigliano ist die Mittlere Terrasse von einer Travertinplatte bedeckt, die wiederum einen Tuffmantel trägt.

Südlich Attigliano setzt sich die Absenkung der Terrasse fort, wenn auch nicht mehr in einem so starken Maße wie im Norden: Nordwestlich Orte liegt ein von mächtigem Travertin bedeckter Schotterkörper in 13—11 m Höhe, nordöstlich von Orte beträgt der Tiberspiegelabstand ebenfalls etwa 11 m. Am Unterlauf der Nera westlich Montoro ist eine Mittlere Terrasse in 15—20 m Höhe ausgebildet. In der Nähe der Neramündung ist sie in einer Höhe von 10—12 m auf die Mittlere Terrasse des Tibers eingestellt. Weitere Verebnungsreste mit Schotterbedeckung finden sich südwestlich Otricoli in etwa 10 m und nördlich Borghetto in 10—8 m Höhe.

Südlich von Borghetto ist eine tiefer als die Obere Terrasse gelegene Terrassenfläche nicht mehr nachzuweisen. Es ist deshalb anzunehmen, daß die Mittlere Terrasse auf die Flußebene aufläuft und unter diese abtaucht. Der Kreuzungspunkt der Terrasse mit der Flußauve läßt sich, da weitere Aufschlüsse fehlen, nur unter der Voraussetzung einer gleichmäßigen Absenkung aus der Konstruktion festlegen. Wie sich dabei aus Abb. 1 ergibt, ist der Kreuzungspunkt etwa in der Höhe von Stimigliano zu suchen.

Auch die Mittlere Terrasse sinkt gegen die Flußauve ab. Ihr Kreuzungspunkt mit den holozänen Sedimenten liegt weiter flußaufwärts als bei der Oberen Terrasse. Im Norden des Arbeitsgebietes ist die Absenkung stärker als im Süden. Die Verbiegung der Terrasse in der Umgebung von Attigliano, die die kontinuierliche Absenkung unterbricht, geht, wie bei der Oberen Terrasse in demselben Gebiet, auf tektonische Verstaltungen zurück.

Die Mittlere Terrasse wird von Travertin und Tuff überlagert. Die Geröllzusammensetzung ist sehr ähnlich der der Oberen Terrasse; auch hier treten im Durchschnitt 90% Kalkgerölle auf.

c) Untere Terrasse

Während Reste der Oberen und Mittleren Terrassen häufig und in ausgedehnten Flächen erhalten sind, ist die jüngere Untere Terrasse, von einigen Resten abgesehen, der Erosion wieder zum Opfer gefallen. Es spielt dabei wohl eine Rolle, daß der Unteren Terrasse die gegen die Erosion schützende Travertin- und Tuffdecke fehlt.

Im Gebiet der Paglia-Mündung liegt die Untere Terrasse 15—20 m über Tiberniveau. Südöstlich Castiglione i. T. ist ein Schotterkörper in 15 m erhalten, nordöstlich Graffignano liegt die Unterkante der Terrasse in einer Höhe von 10 m. Bis zur Neramündung südlich Orte ist von der Unteren Terrasse nichts mehr erhalten. Auch am Unterlauf der Nera ist keine Untere Terrasse ausgebildet. Der Fluß fließt in einem schmalen Tal, das in die Mittlere Terrasse oder in ältere Schichten eingeschnitten ist. Erst südlich der Nera-

mündung ist ein Terrassenkörper vorhanden, der tiefer als die Mittlere Terrasse liegt. Sein Abstand vom Tiberspiegel beträgt 5 m. Dieses Vorkommen muß zur Unteren Terrasse gestellt werden.

Ein Absinken der Unteren Terrasse gegen die Flußaue ist im Norden des Arbeitsgebietes zweifellos vorhanden. Nach den wenigen erhaltenen Vorkommen ist die Konstruktion der Gefällkurve der Unteren Terrasse mit großen Unsicherheiten belastet, und die Lage des Kreuzpunktes der Terrasse mit der Flußaue ist nicht mit Sicherheit festzustellen. Die in Abb. 1 dargestellte Kurve für die Untere Terrasse wurde aus der Höhenlage der wenigen Vorkommen und aus einer Parallelisierung mit den älteren Terrassen gewonnen.

Die Geröllzusammensetzung der Schotter der Unteren Terrasse ist der der älteren Terrassen sehr ähnlich. Die Oberfläche der Unteren Terrasse ist frei von Travertin und Tuff. Der auf der Mittleren Terrasse abgelagerte Travertin ist jünger als diese und älter als die Untere Terrasse. Der die Mittlere Terrasse noch bedeckende Tuff ist nach den Lagerungsverhältnissen in der Zeit zwischen der Sedimentation der Schotter der Mittleren Terrasse und der Unteren Terrasse zur Ablagerung gekommen.

d) Die Konvergenz der Terrassen und ihre Stellung im stratigraphischen System des Quartärs

Das Absinken der Terrassen gegen die Flußaue und ihr Untertauchen unter die holozänen Sedimente läßt Rückschlüsse auf das großtektonische Verhalten des untersuchten Gebietes zu. Eine Terrassenkonvergenz wie sie hier auftritt (Abb. 1) zeigt im Bereich des Zusammenlaufens der Terrassen ein sich regional hebendes und unterhalb des Kreuzpunktes der Terrassen ein sinkendes Gebiet an. Der Bereich des mittleren Tibers ist also mindestens seit der Entstehung der Oberen Terrasse ein Hebungsgebiet, während das Becken von Rom absinkt, so daß dort die den Terrassenschottern altersgleichen Sedimente normal, mit den ältesten unten und jüngsten oben, aufeinander folgen. Die durch die Terrassenkonvergenz nachgewiesene tektonische Tendenz ist die Fortsetzung einer älteren Anlage, wie aus der Palaeogeographie des Oberpliozäns (G. LÜTTIG 1959) hervorgeht.

Die regionalen tektonischen Bewegungen sind an zwei Richtungen gebunden. Wie einleitend bemerkt wurde, wird das weitere Arbeitsgebiet von etwa 150° streichenden Schwellen und Becken beherrscht. Nicht so ausgeprägt finden sich Hebungs- und Senkungsgebiete, deren Achsen etwa 60° streichen. Der mittlere Tiber verläuft im westlichen Vorland der Schwelle, die von den Sabiner Bergen bis zum Trasimenischen See zu verfolgen ist und wird noch von deren Hebungstendenz betroffen. Die Senkungsachse des Beckens von Rom streicht \pm senkrecht zu dieser Schwelle. Die Art der großtektonischen Bewegung und damit der Kippvorgang, der die Konvergenz der Terrassen bedingt, ist aus einer Verschränkung der beiden tektonischen Hauptrichtungen des Gebietes zu erklären. Die Spezialverbiegung der Terrassen bei Attigliano zeigt, daß die Kippung nicht regional gleichmäßig vor sich geht, sondern daß Schollen vorliegen, deren Gesamt Tendenz die Hebung und Kippung bewirkt.

Es erhebt sich die Frage, wie die Terrassen und die sie begleitenden Bildungen in das System des Quartärs und in die Abfolge von Kalt- und Warmzeiten einzuordnen sind (Taf. 2). Die Obere und die Mittlere Terrasse sind häufig von mächtigen weit ausgedehnten Travertinplatten bedeckt. Obwohl die Fauna des Travertins bisher nicht untersucht wurde, ist analog zu den Verhältnissen in Mitteleuropa und anderen Teilen des Mittelmeergebietes anzunehmen, daß die Travertine in einer Warmzeit ausgeschieden wurden. Die mächtige Tuffdecke der jüngeren vulkanischen Eruptionen ist älter als die Untere Terrasse, denn deren Oberfläche ist tufffrei und jünger als die Mittlere Terrasse, die ebenso wie die Obere Terrasse von einem Tuffmantel bedeckt ist. Ob es in der Zeit zwischen der Ablagerung der Schotter der Oberen und der Mittleren Terrasse zu vulkanischen Erup-

nationen gekommen ist, muß durch eine mineralogische Spezialuntersuchung der Tuffe nachgewiesen werden, die dann evtl. eine Zweiteilung nach der Mineral-Zusammensetzung der Tuffe erlaubt.

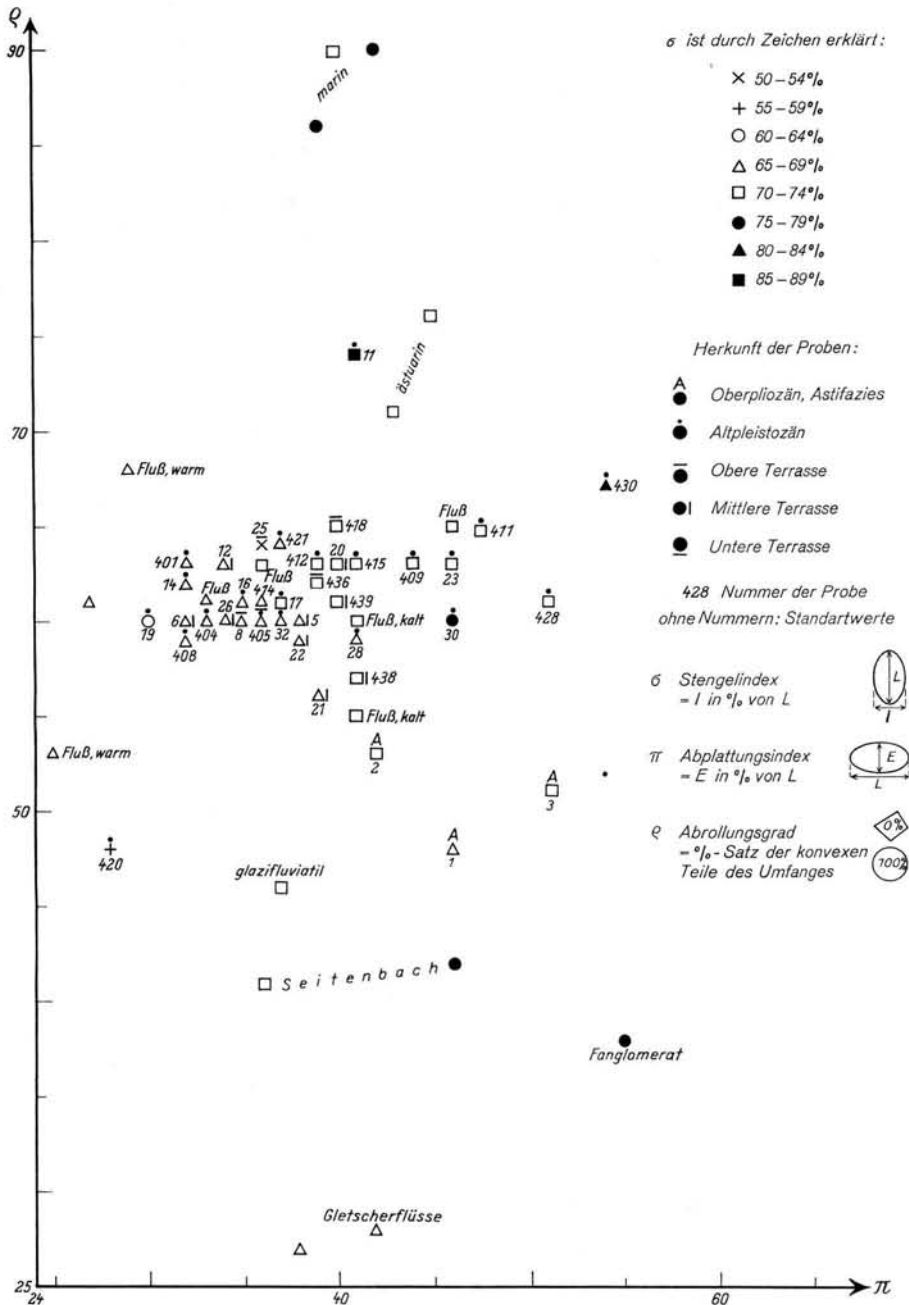


Abb. 2. Geröllmorphologie von kompakten Kalkgeröllen aus den altpleistozänen Schichten und den Terrassen am mittleren Tiber (Durchschnittswerte).

Im Arbeitsgebiet sind tektonische, klimatische und thalassostatische Ursachen für den Wechsel von Aufschotterung und Talvertiefung in Betracht zu ziehen. Eine vierte Möglichkeit ist dadurch gegeben, daß ein Fluß durch eine Travertin-Ausscheidung aufgestaut wird und es zur Aufschotterung kommt. Beim späteren Durchbruch durch die Barriere kann es zu einer Terrassenbildung kommen. Im Neratal oberhalb Terni und an der Mündung des Corno in die Nera bei Triponzo (beides außerhalb des hier behandelten Gebietes) ist die Verwirklichung dieser Möglichkeit an einem rezenten und zwei fossilen Beispielen zu studieren. Am mittleren Tiber wurden keine Anhaltspunkte für eine derartige Terrassenbildung gefunden; sie sind bei einem Fluß von der Größe des Tibers auch nicht zu erwarten.

Mit einer tektonischen Beeinflussung der Bildung der Tiberterrassen ist nach den bisherigen Ausführungen zu rechnen. Da der mittlere Tiber ein Hebungsgebiet durchfließt, müßte er bei Ausschaltung aller anderen Faktoren ständig erodieren. Zur Aufschotterung könnte es nur bei Hebungsstillständen kommen. Nach den Untersuchungen von G. LÜTTIG (1958) ist an allen größeren Flüssen Italiens eine sehr ähnliche Dreiphasigkeit der Aufschotterung zu erkennen, wobei die einzelnen Phasen jeweils parallelisiert werden müssen. Bei einer tektonischen Ursache für die Terrassenbildung müßten also die Hebungs- und Stillstandsphasen in ganz Mittelitalien gleichzeitig sein, was bei einem tektonisch derartig heterogen gebauten Gebiet sehr unwahrscheinlich ist. Es müssen also noch andere Ursachen für die Terrassenbildung in Betracht gezogen werden.

In den Periglazialgebieten NW-Europas ist die kaltzeitliche Aufschotterung einer großen Anzahl von Flußterrassen und deren warmzeitliches Unterschneiden nachgewiesen. Über das pleistozäne Klima des Untersuchungsgebietes ist bisher wenig bekannt. Es steht fest, daß zumindest in den jüngsten Kaltzeiten der Apennin in seinen höchsten Teilen vergletschert war. So ist mit einer erhöhten Schutzzufuhr in die Flüsse zu rechnen, so daß in den Kaltzeiten eine Tendenz zur Aufschotterung bestand.

In den Terrassenschottern selbst sind bisher keine Fossilien oder periglaziale Strukturen wie z. B. syngenetische Eiskeile gefunden worden, die Rückschlüsse auf das Klima während der Ablagerung zulassen. Hinweise für eine kaltzeitliche Ablagerung ergeben sich aus gerölmorphometrischen Messungen. Das Verhältnis der Werte für die Zurundung (ρ , G. LÜTTIG 1956) und die Abplattung (π) weisen den Terrassen eher eine kaltfluviatile als eine warmfluviatile Entstehung zu (Abb. 2).

Da das Arbeitsgebiet relativ nahe am Meer liegt, muß die Einwirkung der eustatischen pleistozänen Meeresspiegelschwankungen auf die Terrassenbildung in Betracht gezogen werden. Der Anstieg des Meeresspiegels vom tiefsten Stand beginnt, wenn das Optimum einer Kaltzeit überschritten ist und die Inlandeismassen anfangen abzuschmelzen. Seinen höchsten Stand erreicht er im Optimum der nachfolgenden Warmzeit. Beim Ansteigen des Meeresspiegels beginnen die Flüsse im Unterlauf aufzuschottern. Überlegungen an ausgeglichenen Flußgefällsprofilen zeigen aber, daß es dabei nur in einem relativ kurzen Abschnitt des Unterlaufs zur Aufschotterung kommt und der Mittellauf des Flusses von den Folgen des Meeresspiegelanstiegs nicht berührt wird. Beim Absinken des Meeresspiegels ergibt sich bei flach seewärts einfallendem Meeresboden, wie er in unserem Beispiel vorliegt, eine stromaufwärts fortschreitende Erosion im engeren Unterlaufsbereich.

Der Unterlauf des Tibers umfaßt den Flußabschnitt im Becken von Rom, die Tiberstrecke im Arbeitsgebiet fällt in den Bereich des Mittellaufs. Im Becken von Rom ist daher eine vorwiegend warmzeitliche Aufschotterung zu erwarten. Hier sind auch von A. C. BLANG (1955) warmzeitliche Schotter nachgewiesen worden. Im Arbeitsgebiet ist der Einfluß der eustatischen Meeresspiegelschwankungen im Vergleich mit den anderen Faktoren weitgehend zu vernachlässigen.

Aus den bisher bekannten Tatsachen und nach den durchgeführten Überlegungen ergibt sich als naheliegendste Vorstellung für die Entstehung der Terrassen am mittleren Tiber folgendes:

Im Bereich des Optimums der Kaltzeiten war die Schuttfuhr groß genug, daß das anfallende Material vom Tiber, der durch die stetige, wenn auch geringfügige Hebung zur Erosion neigt, nicht mehr abtransportiert werden konnte, so daß es zur Aufschotterung kam. In den jeweils nachfolgenden Warmzeiten konnte sich bei geringerer Schuttfuhr die Tendenz zur Erosion voll auswirken. Die kaltzeitlichen Schotterkörper wurden z.T. erodiert und unterschritten, z.T. mit Travertin bedeckt.

Dieses Geschehen wird durch die eustatischen Meeresspiegelschwankungen am mittleren Tiber nicht oder nur unbedeutend beeinflusst.

Wie in der Taf. 2 dargestellt ist, zeigen die drei Terrassen also drei Kaltzeiten an, die durch Warmzeiten getrennt sind. Eine Parallelisierung mit den in Mitteleuropa nachgewiesenen Kalt- und Warmzeiten ist noch verfrüht. Dazu müssen vor allem bessere Kenntnisse über die pleistozänen Klimaverhältnisse des Arbeitsgebietes und darüber hinaus des gesamten Mittelmeerraumes vorliegen, die auf palaeobotanischem und palaeozoologischem Gebiet gewonnen werden können.

Ebenso ist eine Parallelisierung mit den von A. C. BLANC in der Umgebung von Rom aufgestellten 5 Kaltzeiten mit zwischengeschalteten Warmzeiten bis jetzt nicht möglich. Bei den beschriebenen Profilen handelt es sich nur um lokal verfolgte Vorkommen, so daß das Verhalten der Schichten in ihrer horizontalen Verbreitung in diesem durch die Verzahnung von marinen und fluviatilen Sedimenten so wichtigen Gebiet noch nicht geklärt ist.

C. Literatur

- BLANC, A. C.: Avifauna arctica, crioturbazioni e testimonianze di sotiflussi nel Pleistocene medio-superiore di Roma e di Torre in Pietra. Il Periodo glaciale Nomentano, nel quadro della serie di glaziazioni riconosciute nel Lazio. - *Quaternaria* 2, 187-200, Roma 1955. - - Sur le Pleistocène de la region de Rome. - *Actes 4. Congr. intern. Quatern.* 2, 1097-1118, Roma 1956 (1956b).
- BLANC, A. C., TONGIORGI, E., & TREVISAN, L.: Le Pliocène et le Quaternaire aux alentours de Rome. - *Führer 4. Congr. Inqua, Roma - Pisa 1953*, Roma 1953.
- BLANC, A. C., COVA, G., FRANCESCHI, P., LONA, F., & SETTEPASSI, F.: Una torba glaciale, avifauna arctica e malacofauna montana nel Pleistocene medio-inferiore dell'Agro Cerite e di Roma. Il periodo glaciale Flaminio. - *Quaternaria* 2, 159-186, Roma 1955.
- BLANC, A. C., LONA, F., & SETTEPASSI, F.: Una torba ad Abies, malacofauna montana e criosedimente nel Pleistocene inferiore di Roma. Il periodo glaciale Cassio. - *Quaternaria* 2, 151-158, Roma 1955.
- LÖHNERT, E.: Zur Stratigraphie und Fazies einiger mittellitalienischer Braunkohlenvorkommen. - *Braunkohle, Wärme und Energie*, 12, 387-390, Düsseldorf 1960. - - Untersuchungen zur Fazies und Genese einiger Braunkohlen Südtaliens - S. 1-146, D 2 (Diss. T. H. Aachen) 1961.
- LONA, F.: Contributi alla storia delle vegetazione e del clima nella Val Padana. - *Analisi pollinica del giacimento villafranchiano di Lefte (Bergamo)*. - *Atti. Soc. ital. Sci. nat.*, 89, 123-178, Milano 1950.
- LONA, F., & RICCIARDI, E.: Studio pollinologico stratigrafico su un serie lacustre pleistocenica dell'Italia Centrale (Bacino di Gubbio, Perugia) (1) - *Pollen et Spores, Muséum national d'histoire naturelle*, III, No 1, 93-100, Paris 1961.
- LÜTTIG, G.: Eine neue, einfache gerölmorphometrische Methode. - *Eisz. u. Geg.* 7, 13-20, Öhringen 1956. - - Stratigraphische Bemerkungen zum nichtmarinen Quartär Mittelitaliens. - *Geol. Jb.* 76, 651-662, Hannover 1958. - - Zur Stratigraphie und Palaeogeographie des mittellitalienischen Pliopleistozäns. - *Z. deutsch. geol. Ges.* 111, 486-501, Hannover 1959.

- MERLA, G.: Il Tevere. Monografia geologica. Parte I: Geologia e permeabilità dei terreni del bacino. - Ist. poligr. d. Stato, Roma 1938.
- REMY, H.: Zur Flora und Fauna der Villafranca-Schichten von Villaroya, Prov. Logroño/Spanien. - Eisz. u. Geg. 9, 83-103, Öhringen 1958.
- SELLI, R.: La limite plio-pleistocène dans les environs d'Ancona. - C. R. 19. Sess. Congr. géol. intern. Alger 1952 (13) 15, 241-247, Alger 1954.
- VINKEN, R.: Die Geologie des Beckens von Megalopolis (Peloponnes, Griechenland). Geol. Jb., im Druck.
- WOLDSTEDT, P.: Das Eiszeitalter, Bd. 2: Europa, Vorderasien und Nordafrika im Eiszeitalter. - S. 1-438, Stuttgart (Enke) 1958.

Manusk. eingeg. 26. 3. 1962.

Anschrift des Verf.: Dr. Reiner Vinken, Bundesanstalt für Bodenforschung, Hannover, Wiesenstr. 1.

Das Quartär der Grone-Niederung westlich Göttingen

Von H. G. WUNDERLICH, Göttingen

Mit 8 Abbildungen im Text.

Zusammenfassung: Durch Bohrungen und Baugrubenaufschlüsse wurden im Bereich der Grone-Niederung im südlichen Leinetalgraben besonders vielgestaltige spätpleistozäne und holozäne Bildungen erschlossen. Durch Korrelation zahlreicher Flachbohrprofile über eine Distanz von 2,5 km wird die relative Alterstellung dieser Schichtglieder geklärt und durch Anschluß an die Ablagerungen der Leine-Niederung mit diesen in Parallele gesetzt (Abb. 2). Die Entstehung relativ mächtiger Torf- und Kalksinterlagen im Südwesten des Beobachtungsbereichs ist vermutlich durch Salzablaugung im Untergrund begünstigt worden.

Abstract: Recent drilling and building construction activities in the downs of Grone have brought manifold late Pleistocene to Holocene formations to light. These data, collected over a range of 2,5 km, have been used to clarify the problems of the relative age of these formations and to parallelize them with the deposits of the neighbouring Leine valley (Fig. 2). The origin of relatively thick peat and calcsinter formations towards southwest of the present area has probably been promoted through the removal of salt from the underground.

Im Anschluß an eine Zusammenfassung von Bohrergebnissen aus dem Stadtgebiet von Göttingen (WUNDERLICH 1959) werden im Folgenden Beobachtungen zur Quartärgeologie aus dem westlich benachbarten Gebiet der Grone-Niederung mitgeteilt. Das an direkten Aufschlüssen arme Gebiet ist in der Geol. Spezialkarte im nördlichen Teil mit Lößlehm-, im südlichen mit Kalktuffsignatur gekennzeichnet; im Profil wird unter diesen flachgründigen Auflagerungen oberer Keuper vermutet.

Die Erschließung dieses ehemaligen Flugplatzgeländes als Industriegebiet hat in über 100 Bohrungen ein recht vielgestaltiges Bild quartärer Ablagerungen im Untergrund dieses scheinbar so einfach bebauten Areals ergeben, deren Altersstellung nur im größeren Zusammenhang und durch Anschluß an die Ablagerungen der Leine-Niederung entziffert werden kann. Die intensive Bohrtätigkeit der letzten Jahre hat hier kurzfristig Einblicke geschaffen, wie sie früher nicht möglich waren und auch später nicht mehr nachzuholen sind. Da dieses Gebiet mit seinen Torfvorkommen (zum Teil in mehrfachem Wechsel mit Kalksinterbildungen) Anlaß zu detaillierten paläobotanischen Untersuchungen gegeben hat (entsprechende Arbeiten laufen zur Zeit) und auch im Zusammenhang mit Fragen der Talbildung, Schwemmfächerakkumulation, Löß- und Auelehmssedimentation und -Umlagerung im südlichen Leinetal Bedeutung haben dürfte, sei hier das verfügbare Beobachtungsmaterial zusammengestellt und den interessierten Paläobotanikern, Quartärgeologen und Geographen zugänglich gemacht.

Abb. 1 zeigt einen Lageplan des Geländes in seinem gegenwärtigen, erst teilweise bebauten Zustand. Von der Erdoberfläche aus lassen sich Areale mit flachgründig anstehendem oberem Keuper (Kreuzschraffur), mit Lößlehm (schrägschraffiert) und mit Auelehm (punktiert) unterscheiden. Der obere Keuper tritt in den Höhenrücken am östlichen Bildrand (Hagenberg mit der ehemaligen Kaiserpfalz Grona Heinrichs des II. im Norden und Egelsberg im Süden) zutage; beide Erhebungen stehen jedoch im Untergrund durch eine Keuperschwelle in unmittelbarer Verbindung (vgl. auch den kleinen Keuperaufbruch nördlich des Egelsberges). Dieser Keuperrücken trennt — allerdings orographisch nicht durchwegs verfolgbar — Leine-Niederung im Osten und Grone-Niederung im Westen.

Der Lößlehm bedeckt geschlossene Flächen im NW des dargestellten Gebietes und kehrt nochmals in Form eines inselartigen Vorkommens nahe dem südlichen Bildrand wieder. Alles übrige Terrain wird von mehr oder minder mächtigen Auelehmdecken verhüllt, unter denen innerhalb des durch Kreissignatur gekennzeichneten Areals Kalksinter- und Torfbildungen bis zu einer Gesamtmächtigkeit von über 5 m erbohrt werden konnten.

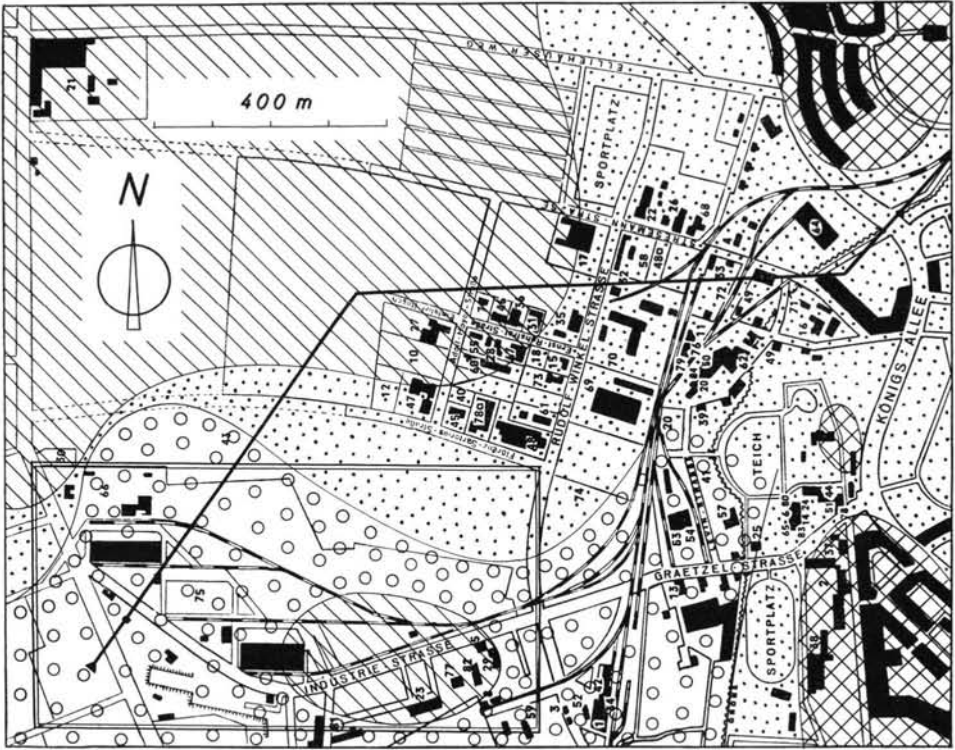


Abb. 1. Lageplan des Industriegeländes Göttingen mit Eintragung der oberflächennahen Bodenarten. Kreuzschraffur: Oberer Keuper, schrägschraffiert: Lößlehm, punktiert: Auelehm, Kreissignatur: Kalksinter und Torf unter Auelehm. Profillinie vgl. Abb. 2; doppelt umgrenztes Rechteck im linken unteren Bildteil entspricht dem Ausschnitt der Abb. 3 und 4.

Das doppelt umrandete Rechteck im linken unteren Bildteil umfaßt den Ausschnitt der Abbildungen 3 und 4; die kräftig ausgezogene, zweifach abgeknickte Linie in der Bildmitte zeigt den Verlauf des Sammelprofils der Abbildung 2.

Die ungünstigen Baugrundverhältnisse machten zahlreiche Bohrungen in den verschiedensten Teilen des Industriegeländes erforderlich, von denen viele dem Verfasser zur Bearbeitung vorgelegen haben. Jede einzelne dieser Bohrungen gibt zwar für sich an Ort und Stelle eine gewisse zeitliche Abfolge der unmittelbar beteiligten Schichtglieder wieder, doch erfordert die Klärung der relativen Altersstellung des gesamten Vorkommens und sein Anschluß an die Bildungen der Leine-Niederung — beides gleichzeitig auch Voraussetzungen für die absolute Alterseinstufung — eine möglichst umfassende Korrelation von Bohrung zu Bohrung über große Entfernungen. Dabei stößt man insofern auf Schwierigkeiten der Darstellung, als vergleichsweise geringmächtige Serien (mit einer Mächtigkeit von nur wenigen Metern und darunter) in noch dazu ziemlich wechselnder Anordnung über weite Distanz verfolgt und in Profilen eingetragen werden müssen. Das ist naturgemäß nur bei starker Überhöhung möglich. Außerdem sind die Zwischenräume zwischen den einzelnen Bohrungen dem unmittelbaren Einblick entzogen und daher nur durch schematische Verbindungslinien auszufüllen. Auch die Neigung der Geländeoberfläche (es handelt sich um ein sehr flach mit 10 m auf 2 km = 1 : 200 bzw. ca. 1°10 Min. nach E abfallendes Terrain) kann nicht dargestellt werden, da bei der starken Überhöhung auch diese geringen Neigungswinkel extrem stark in Erscheinung treten würden. Ein nicht derart überhöhtes Profil hingegen, etwa im selben Maßstab für Höhe und Länge, ließe wegen

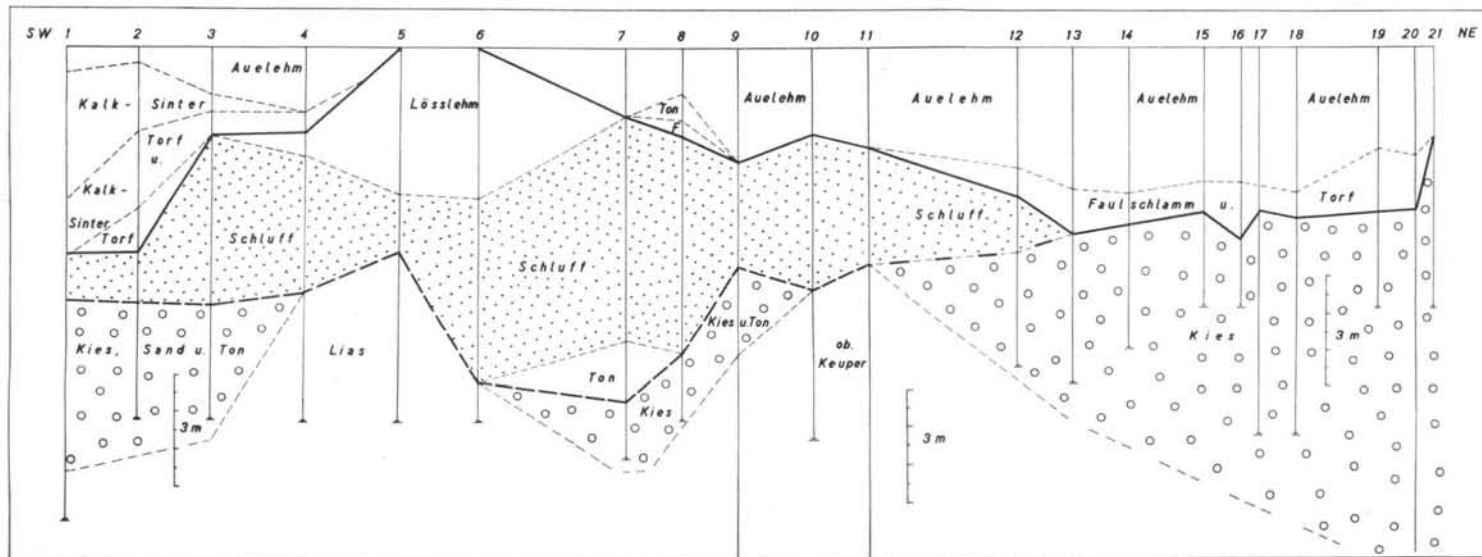


Abb. 2. Sammelprofil von der Gronesenke zur Leineniederung. Korrelation von Flachbohrprofilen aus dem Industriegelände nördlich Grone und nach NE bis zur Einmündung der Grone in die Leine. Längens unmaßstäblich, Profillänge ca. 2,5 km. Bohrung 1 u. 2: Deutsche Novopan. Bg. 3: A. Schöller. Bg. 4-6: Rob. Bosch. Bg. 7-9: Flötegraben. Bg. 10 u. 11: Stresemannstraße. Bg. 12 bis 14: Eisenbahnbrücke über die Grone. Bg. 15 bis 18: Hauptzollamt. Bg. 19 bis 21: Kläranlage (außer den abgebildeten Profilen liegen noch zahlreiche weitere Parallelbohrungen vor).

seiner Flachheit und Länge nur noch eine kaum trennbare, dichte Anordnung fast paralleler Schichtgrenzen erkennen, welche die Entschlüsselung stark erschweren, wenn nicht gar unmöglich machen würde.

Die folgenden Profile (insbesondere Abb. 2) stellen also keine geologischen Profile im herkömmlichen Sinne dar, sondern sind Schemata zum Zwecke der Profilkorrelation über große Entfernungen. Die Verbindungslinien geben nur Auskunft über das jeweilige relative Altersverhältnis und nicht etwa die tatsächlichen Neigungswinkel und den Verlauf der Schichtgrenzen im einzelnen wieder.

Nach diesen einleitenden Vorbemerkungen wenden wir uns nunmehr dem Sammelprofil der Abb. 2 zu. Es verläuft parallel zu der in Abb. 1 einzetragenen Profillinie und nach Nordosten über den Bereich dieser Abbildung hinaus in die Leine-Niederung bis etwa zur Einmündung der Lutter in die Leine. Es folgt nicht der Längserstreckung der Gelände-Depression des Gronebaches, sondern quert, durch die Lage der Bohrpunkte bedingt, die Lößlehm-Aufragung in der Bildmitte der Abb. 1. Hierdurch wird aber auch gleichzeitig die Einbeziehung dieser Lößlehmfolge in die Korrelation und Altersgliederung möglich. Der westliche Knick im Profil liegt bei der mit Nr. 6 bezeichneten Bohrung, der östliche Knickpunkt fällt mit Bohrung 11 im Bereich der Keuper-Aufragung im Untergrund zwischen Hagen- und Egelsberg zusammen.

Von SW nach NE lassen sich folgende Einheiten unterscheiden: Der Bereich der Senkungszone im Gebiet der Einmündung des Flötegrabens in die Groneniederung (Bohrung Nr. 1 bis 3, Deutsche Novopan-Gesellschaft und Fa. Alex. Schöller), die Lias-Aufragung unter dem Lößlehmareal im Norden der Gronesenke (Bohrung Nr. 4 bis 6, Fa. Robert Bosch), die nordöstliche Gronesenke mit der anschließenden Keuperschwelle im Untergrund (Bohrung 7 bis 11) und der Bereich der Leineniederung mit dem würmeiszeitlichen Schotterkörper der Leine und der mächtigen Auelembedeckung (Bohrung 12 bis 20). In Bohrung 21 ist gerade noch der Beginn des Lutter-Schwemmfächers angedeutet.

Das einzige Schichtglied, das in allen Bohrungen der Grone-Niederung angetroffen wurde und gleichsam sämtliche Einzelprofile miteinander verbindet, ist eine bis zu 6 m mächtige, einheitliche Folge grauen, weich- bis steifplastischen Schluffs. Sowohl die Basis als auch die Oberfläche dieser Schluffschicht ist recht unregelmäßig gestaltet. Nach unten füllt der Schluff erosionsbedingte Senken im Lias und Keuper des Untergrundes sowie Rinnen in fluvioglazialen Kiesen und Sanden aus; nach oben wird er teils konkordant von Lößlehm überlagert, teils von erosionsbedingten Senken zerschnitten, in denen sich später Torf, Faulschlamm und Kalksinterablagerungen bilden konnten.

Aus Abb. 2 läßt sich nun folgende relative Altersabfolge ablesen: Am Anfang steht eine vermutlich jungpleistozäne Erosion im anstehenden Keuper und Lias des mesozoischen Untergrundes, welche die später mit Quartär gefüllten rinnenartigen Vertiefungen entstehen ließ. Auf diese Erosion folgt eine Phase der Akkumulation, welcher der würmeiszeitliche Schotterkörper der Leine (im NE-Teil des Profils Abb. 2) seine Entstehung verdankt. Hierbei handelt es sich um den westlichsten und zugleich tiefstgelegenen Schotterkörper, der bei Göttingen festgestellt werden konnte (vgl. WUNDERLICH 1959), woraus sich mit Sicherheit würmeiszeitliche (wahrscheinlich hochwürmeiszeitliche) Bildung ergibt. Auch die vorangegangene Erosion ist wegen der Tiefenlage der damaligen Erosionsbasis vermutlich jungpleistozänen Alters. Ob die Kies-, Sand- und Tonfolge an der Quartärbasis der Groneniederung mit dem hochwürmeiszeitlichen Schotterkörper der Leine zu parallelisieren ist, kann nicht mit Sicherheit entschieden werden. Die Keuperschwelle im Untergrund zwischen Egels- und Hagenberg trennt beide Vorkommen. Immerhin liegt eine solche Parallelisierung nahe, auch wenn es sich westlich dieser Keuperschwelle um weniger gleichmäßig sortiertes Material handelt; die entsprechenden Bildungen der Groneniederung sind offensichtlich nicht so weit transportiert und aus nur wenig umgelagertem, schlechtsortiertem Solifluktionsschutt benachbarter Hänge mit Lias- oder Keuper-Expo-

sition hervorgegangen. Daß sich tatsächlich die Schotterkörper der seitlichen Leinezuflüsse sehr stark aus derartigem Fließerdeschutt rekrutieren, zeigt der ausgedehnte Schwemmfächer der Lutter (nördlich Göttingen), der seitlich geradezu in mächtige Solifluktsdecken übergeht.

Die verstärkte Solifluktionstätigkeit im Frostwechselklima zu Beginn der Vereisungsperioden bei gleichzeitigem Rückgang der Vegetationsdecken schafft offensichtlich im Leinetal (und anderwärts) die großen Schuttmassen, denen das Flußsystem mit seiner stetig verminderten Wasserführung (durch das Wachsen der Schnee- und Eismassen sowie durch die damit verbundene Umstellung im Witterungsgeschehen verringert sich zwangsläufig für die Dauer der Vereisung die zur Verfügung stehende Abflußmenge) nicht gewachsen war, so daß es zur Schotterakkumulation kam. Beim Rückgang der Vereisung hingegen steht die vorher aufgesparte und gespeicherte Abflußmenge für zusätzliche Erosionsleistungen zur Verfügung; zwar muß auch in diesem Übergangszeitraum von Kalt- zu Warmzeit wiederum mit einer längeren Frostwechselperiode und verstärkter Solifluktionstätigkeit gerechnet werden, doch wird die dergestalt verzögerte und beim Rückgang der Vereisung nachgeholt Erosionsleistung nicht nur mit diesem neu anfallenden Fließerdeschutt fertig, sondern reicht darüberhinaus noch zur Zerschneidung der bestehenden Schotterfluren.

Dieser klimatisch bedingte fluvioglaziale Rhythmus einer Kaltzeit beginnt demnach mit verstärkter Solifluktion und Schotterakkumulation und endet mit erneuter Erosion. Dazwischen ist, etwa beim Höchststande der Vereisung, mit verstärkter Lössanwehung zu rechnen (SOERGEL 1919, WOLDSTEDT 1956), so daß der vollständige Rhythmus lautet: Solifluktion, Schotterakkumulation, Lössaufwehung, Erosion. Doch bleiben die Lössdecken älterer Vereisungen naturgemäß oft nicht von späterer Erosions- und Solifluktionstätigkeit verschont. So sind in den periglazialen Flußtälern meist nur Reste von Fließerdecken und eiszeitlichen Schotterkörpern erhalten, welche Erosionsformen vom Ende der vorangegangenen Kaltzeit ausfüllen und an ihrer Oberfläche durch die nachfolgende Erosion stark angeschnitten und teilweise sogar bis auf geringfügige Reste zerstört sind. Hier liegt also nur noch ein Relikt des vollständigen fluvioglazialen Rhythmus vor, bestehend aus einem (meist mehrfachen) Wechsel von Erosion und Schotterakkumulation. An geschützten Stellen der Hänge, wo die Erosion und Akkumulation der Flüsse fehlt und die Lockerbildungen nicht sofort vom nächsten Zyklus wieder umgelagert und zerstört werden, etwa nahe den Bruchstufen des Leinetalgrabenrandes (WUNDERLICH 1963), kann in günstigen Fällen ein völlig anderer (allerdings ebenfalls unvollständiger) Rhythmus aus wechsellagernden Soliflukts- und Lösslehmdecken erhalten bleiben.

Auch auf die (vermutlich hoch-)würmeiszeitliche Akkumulation der Leine- und Grone-niederung folgt also wohl die Bildung mehr oder minder ausgedehnter Lössdecken sowie nachfolgend eine Erosionsphase, die nicht nur die Lössauflage entfernt, sondern auch die Schotterkörper selbst nicht unerheblich angeschnitten hat — vor allem im Bereich der Bohrungen 6 bis 8 in Abbildung 2. Die hier lokal angetroffene Folge eines grauen, weichplastischen Pleistozäntones tritt nur im Bereich dieser erosionsbedingten Senke auf und ist älter als die folgende mächtige Schluffakkumulation.

Für deren Alterseinstufung ist entscheidend, daß unmittelbar über der Schluffschicht im Bereich der Bohrungen 4 bis 6 (vgl. Abb. 2) noch zum Teil ebenfalls mächtiger Lösslehm — vermutlich spätwürmeiszeitlichen Alters — folgt, während im Gebiet der Leine-niederung die Spitze dieses Schluff-Schwemmfächers dem hochwürmeiszeitlichen Leineschotterkörper auflagert. Daraus ergibt sich ein weiterer kaltzeitlicher Zyklus mit Schluffakkumulation, Lössanwehung und Erosion, der eindeutig jünger als der vorangehende hochwürmeiszeitliche, aber selbst mit Sicherheit noch pleistozänen Alters ist und damit wohl mit hoher Wahrscheinlichkeit dem Spätwürm zugerechnet werden darf. Daß es dabei nicht zur Bildung eines Schotterfächers ähnlich demjenigen der Lutter nördlich Göttingen

gen und der übrigen seitlichen Zuflüsse der Leine, sondern zur Schluffablagerung gekommen ist, hängt wohl mit dem relativ kleinen Einzugsgebiet der Grone, dem geringen Gefälle am westlichen Grabenrand und dem Zurücktreten von Ausbissen härterer Gesteine bei gleichzeitigem Überwiegen flacher Lößlehnhänge zusammen. Doch dürfte der Schluff-Schwemmfächer der Grone zeitlich und genetisch etwa den Schotterfächern der übrigen Leinezuflüsse entsprechen.

Mit der Erosionsphase nach Ablagerung des spätwürmzeitlichen Löß' — gekennzeichnet durch die stark ausgezogene Linie im Profil Abb. 2 oben — schließt die pleistozäne Folge ab. Die beiden (wenn auch unvollständig) vorliegenden kaltzeitlichen Zyklen lassen sich im Bereich der Groneniederung durch Verfolgung der dazwischenliegenden Erosionslücke, im Profil der Abb. 2 als dicke gestrichelte Linie gekennzeichnet, trennen. In der Leineniederung ist jedoch eine derartige Trennung nicht sicher durchzuführen, da hier die Erosionslücke sowohl unmittelbar an der Schluff-Kies-Grenze als auch innerhalb des Leineschotterkörpers selbst verlaufen kann, wo sie aber nicht klar auszumachen ist. Ein noch älterer kaltzeitlicher Zyklus ist nur noch durch die Erosionsphase zu Beginn, also an der Pleistozänbasis, angedeutet. Alle drei Zyklen dürften allem Anschein nach der Würmvereisung angehören und entsprechen vermutlich dem Früh-, Hoch- und Spätwürm.

Die holozänen Ablagerungen beginnen mit Faulschlamm- und Torfbildungen an der Basis, die im SW der Groneniederung zunächst mit Kalksinterkrusten wechsellagern und schließlich ganz von diesen abgelöst werden. Darauf setzt im gesamten Gebiet die Auelehmsedimentation ein, für die jedoch weniger eine klimatische Ursache, als vielmehr einschneidende Veränderungen an den ausgedehnten Lößlehnhängen im Einzugsgebiet verantwortlich zu machen sind. Der Auelehm — wie offensichtlich auch der pleistozäne Schluff — ist allem Anschein nach durch Umlagerung aus Löß bzw. Lößlehm hervorgegangen. Während jedoch bei der Schluffsedimentation durch die besonderen Erosions-, Transport- und Ablagerungsvorgänge eine gewisse Korngrößenverschiebung eintrat, ist eine solche im Falle des Auelehms nicht mit Sicherheit nachzuweisen.

Die relative Alterseinstufung läßt sich auf Grund der bisher vorliegenden pollenanalytischen und absoluten Altersbestimmungen (vgl. WILLERDING 1960) — zumindest für die holozänen Bildungen — noch wesentlich erweitern. Die Untersuchungen von Herrn Dr. WILLERDING an Torfen der Groneniederung sind zwar noch nicht abgeschlossen, doch hat hier nach freundlicher Mitteilung die Torfbildung in der Vorwärmezeit (IV) begonnen und zumindest bis in die frühe Wärmezeit (V) hinein angedauert. Darüber folgt die wärmezeitliche Kalksinterfolge, und erst danach der Auelehm. Nach den Bestimmungen von FIRBAS & MÜLLER (1954) in der Leinetalau NW Göttingen beginnt hier die Torfbildung mit der Birken-Kiefernzeit, vielleicht auch schon etwas früher, und dauert bis nach Einwanderung der Rotbuche an. Sie umfaßt also das gesamte Altholozän und Mittelholozän sowie einen Teil des Jungholozäns (nach der geochronologischen Gliederung LÜTTIGS - 1960a - also qha bis qhj1 einschließlich, außer Altholozän Mönkebüll-, Niebüll- und Jardelund-Stufe). Erst danach kann die Auelehmbildung erfolgt sein (also in qhj2, der sog. Kravlundstufe nach LÜTTIG 1960a), doch darf man sich wohl den Ausführungen WILLERDINGS anschließen (1960), der die starke Auelehm-Ablagerung der Göttinger Leinetalau südwestlich der Stadt erst seit dem Frühmittelalter — als Folge ausgedehnter Rodungen vor allem des 6. Jahrhunderts — ansetzt. Maßgeblich für diese Einstufung sind siedlungsgeschichtliche Untersuchungen und Pollenanalysen aus den Schichten unterhalb des Auelehms sowie Radiokarbon-Datierungen, ausgeführt von MÜNNICH an Holzresten aus den oberen Schotterlagen unter dem Auelehm, die für Teile der südlichen Leineniederung den unmittelbaren Nachweis erbracht haben, daß hier die Oberfläche des jüngsten Leineschotterkörpers noch bis in die Zeit um Christi Geburt (331 v. Chr. und 24 n. Chr. mit einer Genauigkeit von ca. 70 bis 85 Jahren) Umlagerungen erfahren hat — daß hier also keinesfalls eine geschlossene und mächtige Bedeckung vorgelegen haben kann, sondern

daß die oben erwähnten Faulschlamm- und Torfbildungen der älteren Holozänstufen auf die tieferen Teile der damaligen Schotterflur beschränkt waren.

Analoga zu den von LÜTTIG (1960b) im Raum Elze festgestellten qh1-Auelehmen der Pollenzonen VI bis VIII sind daher in der Grone- und Leineniederung bei Göttingen bisher noch nicht nachgewiesen und auch wenig wahrscheinlich. LÜTTIGs qh2- und qh3-Auelehm des frühen Mittelalters und ab ca. 1400 n. Chr. könnten jedoch eventuell mit den von WILLERDING nachgewiesenen beiden frühmittelalterlichen bzw. jüngeren Auelehmen der Leineniederung südlich Göttingen in Beziehung gesetzt werden.

Für das Profil der Abb. 2 ergibt sich somit etwa folgender zeitlicher Ablauf (von unten nach oben):

qhj2	(Kravlundstufe)	ab 1400 n. Chr.	Oberer Auelehm (qh3 nach LÜTTIG 1960b)
		ab 500 n. Chr.	Unterer Auelehm (qh2 nach LÜTTIG 1960b)
qhm	(Niebüll-, Mönkebüllstufe)	ab 5000 v. Chr.	Kalksinterbildungen der Gronesenke Torflager der Grone-Niederung
qha bis qhm			Faulschlamm und Torf in Senken der Leine- Niederung NW Göttingen
qha bis qhj1	(Altholozän bis Jarde Lundstufe einschließlich)	ab 8000 v. Chr.	

Spätwürm	Erosion (dicke ausgezogene Linie in Abb. 2) Lößanwehung Schluffakkumulation der Grone
Hochwürm	Erosion (dicke gestrichelte Linie in Abb. 2) Schotterkörper der Leine und Schotterrelikte der Grone- Niederung
Frühwürm	Erosion im anstehenden Lias und Keuper des mesozoischen Untergrundes.

Das Ausmaß der holozänen Sedimentation ist sehr unterschiedlich: Nach der bedeutenden Erosionsphase am Ende des Pleistozäns erfolgt im Bereich der Leineniederung nur eine sehr geringe Sedimentation im gesamten Holozän bis etwa um 500 n. Chr.: in einem Zeitraum von 9500 Jahren werden, örtlich begrenzt, maximal nur 1,5 m Faulschlamm und Torf gebildet (Mittelwert daraus 0,16 mm/a). Danach setzt jedoch eine starke, anthropogen geförderte Auelehmbildungen bis zu 3,5 m Mächtigkeit in 1500 Jahren ein (Mittelwert 2,3 mm/a). Der geringen Sedimentation der Leineniederung im Alt- und Mittelholozän steht jedoch im Bereich der Grone-Niederung eine lokale Anreicherung bis über 5 m Torf und Kalksinter gegenüber (für einen Zeitraum von ca. 5500 Jahren ergibt sich daraus ein Mittelwert von 0,9 mm/a).

Wichtig sind ferner Angaben über das Ausmaß der spätpleistozänen Tiefenerosion. In der Groneniederung lassen sich drei vermutlich würmeiszeitliche Erosionsphasen unterscheiden, die dem Früh-, Hoch- und Spätwürm zugeordnet werden. Vergleicht man die bei diesen Erosionsphasen jeweils erreichte maximale Tiefenlage, so ist kein absoluter Fortschritt der Tiefenerosion für den Bereich der Groneniederung wahrzunehmen, im Gegenteil — die hochwürmeiszeitliche Erosion bleibt einige Meter über dem frühwürmeiszeitlich erreichten Erosionsniveau, und auch die spätwürmeiszeitliche Erosionsphase erreicht das Niveau ihrer Vorgängerinnen nicht. Von einer generellen Tieferlegung der Flußläufe im periglazialen Gebiet kann hier also nicht gesprochen werden; wo die Erosionsleistung nicht ständig durch Hebung angeregt wird, hört das Flußsystem offenbar auf, sich tiefer einzuschneiden, und die kaltzeitlichen Akkumulationskörper, Schwemmfächer wie Terrassenschotter, ersetzen sich gegenseitig, stecken dicht geschachtelt ineinander oder lagern sich sogar in stratigraphischer Abfolge vom Älteren zum Jüngeren übereinander. Die Trennung der einzelnen Schotterkörper in Terrassenrelikte sehr unterschiedlicher

Höhenlage, wie sie meist in den tief eingeschnittenen Tälern der periglazialen Mittelgebirgszone an den Hängen übereinander — das Jüngste unten, das Älteste oben — angetroffen werden, dürfte wohl kaum ohne Mitwirkung tektonischer Hebung in dieser Weise vor sich gegangen sein, auch wenn SOERGEL (1921) mit Recht den klimatischen Einfluß für den kaltzeitlichen Wechsel von Akkumulation und Erosion betont. Der rhythmische Vorgang diluvialer Aufschotterung und Tiefenerosion wird zwar unmittelbar vom Klimablauf gesteuert, das dabei erreichbare Ausmaß der Tiefenerosion aber sowie die Anordnung der Akkumulationskörper zueinander (ob unter-, in-, neben- oder gar übereinander) wird nicht unwesentlich von der tektonischen Bewegungstendenz regionaler wie lokaler Art bestimmt.

Auch für die Leineschotterkörper bei Göttingen (WUNDERLICH 1959) ist nur ein vergleichsweise geringer Höhenunterschied wahrzunehmen. Der Schotterkörper des Drenthe-Stadiums reicht nur 7 m höher als die tiefstgelegene Schotterflur und nur 5 m über die heutige Aue. Zwar ist die Oberfläche der älteren Terrassenrelikte durch spätere Erosion stark angeschnitten, aber auch ein Vergleich der jeweils erreichten maximalen Tiefenlage der Erosionsrinnen im mesozoischen Untergrund seit Ende der Elstervereisung ergibt im Göttinger Leinetalgraben keine nennenswert höheren Beträge (vgl. Abb. 2 bei WUNDERLICH 1959): Die älteste der vier durch Bohrungen im Stadtgebiet von Göttingen nachgewiesenen Erosionsrinnen und die jüngste, westlichste, unterscheiden sich in ihrer maximalen Tiefe nur um 9 m; die letzte pleistozäne Erosionsphase vor Beginn des Holozän blieb sogar um 6 m über der bereits frühpleistozän erreichten Erosionstiefe. Wenn hier nicht eine beachtliche Westverlagerung der Leine, in Richtung zum Grabeninneren hin, für die Dauer des Pleistozäns stattgefunden hätte, so wären die einzelnen Schotterkörper untrennbar ineinandergeschachtelt bzw. würden sich weitgehend gegenseitig ersetzen. Von einer Terrassenbildung im klassischen Sinn kann hier also nicht die Rede sein. Klimatische Schwankungen verursachen zwar die rhythmischen Veränderungen der Schotterfracht und Wasserführung, daneben ist aber auch die tektonische Position (etwa innerhalb des Leinetalgrabens oder speziell der Gronesenke) entscheidend.

Daß in der Tat für die Anordnung der quartären Bildungen auch der Groneniederung in dieser Hinsicht besondere Bedingungen vorliegen, läßt sich an Hand der Abbildungen 4 bis 6 zeigen.

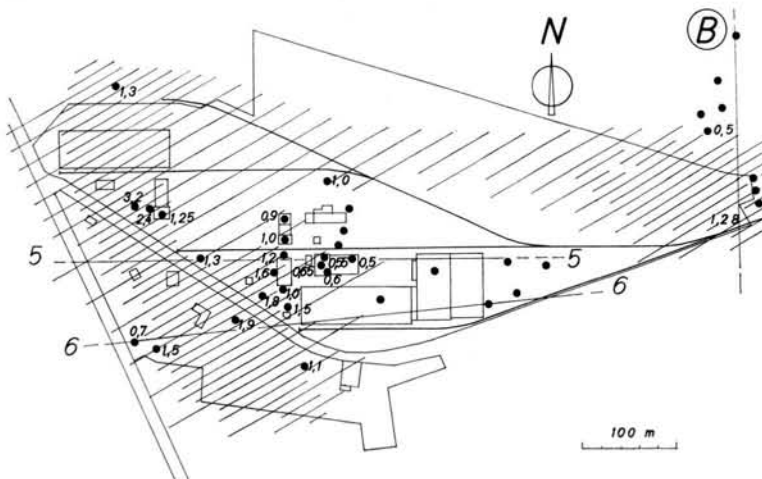


Abb. 3. Erbohrte Torfmächtigkeiten auf dem Gelände der Deutschen Novopangesellschaft und seiner Umgebung. - Bohrpunkte mit Zahlenwerten: Torf in m, ohne Zahlenangaben: Bohrung torffrei. Profilinie 5: Vgl. Abb. 5. Profilinie 6: Vgl. Abb. 6. Profilinie bei (B): Vgl. Profil Abb. 7.

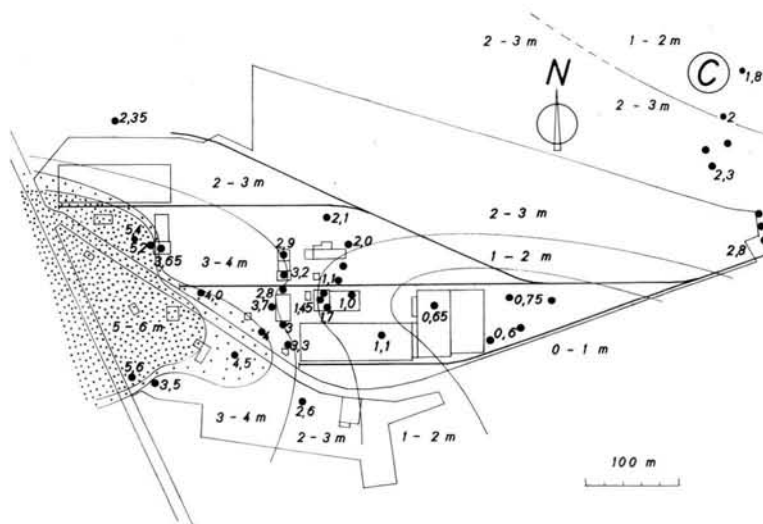


Abb. 4. Tiefenlage der Basis Holozän im Bereich der Abb. 3. - Zahlenwerte in m unter Gelände-
höhe. Linien gleicher Tiefenlage. Zone maximaler Tiefenlage punktiert.

Abbildung 3 zeigt zunächst für den in Abb. 1 doppelt umgrenzten Ausschnitt der südwestlichen Gronesenke die erbohrten Mächtigkeiten alt- bis mittelholozäner Torfe (Zahlen neben den Bohrpunkten in Metern, Torfverbreitung schraffiert). Die größten Mächtigkeiten mit 3,2 m wurden dabei ganz im Westen angetroffen; von hier nimmt die Dicke der Torfschicht nach allen Richtungen hin ab. In der Bildmitte und südöstlich davon (Bohrpunkte ohne Zahlenangabe) sowie am nördlichen Bildrand fehlt der Torf völlig. In Abbildung 4 ist für den gleichen Bereich die Tiefenlage der Holozänbasis in Metern unter Gelände-
höhe eingetragen; die Zone maximaler Tiefenlage im Westen ist punktiert dargestellt und fällt nahezu mit dem Bereich großer Torfmächtigkeiten zusammen. Diese Zone erscheint völlig isoliert; nach allen Seiten hin steigt nämlich die Holozänbasis an, und zwar auch nach Westen, wo ihr weiterer Verlauf zwar nicht erbohrt werden konnte, aber durch das Auftauchen des Lößlehms in nicht allzu großer Entfernung außerhalb des Bildausschnitts der Abb. 3 und 4 eingegrenzt werden kann.

An den großen Holozänmächtigkeiten im Innern der Gronesenke sind außer den alt- bis mittelholozänen Torfen noch Kalksinter- und Auelehmbildungen beteiligt, wie die beiden Ostwest-Profile Abb. 5 und 6 (vgl. die Profillinien in Abb. 3 mit entsprechender Bezifferung) oberhalb der kräftig ausgezogenen Grenzlinie Pleistozän/Holozän erkennen lassen.

Sie zeigen aber auch, daß die holozänen Bildungen von E nach W mächtiger werden, und zwar entgegen dem Gefälle der heutigen Grone-Senke und entgegen den eigentlichen Vorflutverhältnissen der Grone und Leine. Zwar kommt es auch in den flacheren Teilen der Groneniederung zur Torf- und Kalksinterbildung, aber die größten Mächtigkeiten finden sich in einer Zone, die in dieser Form nicht nur der Erosionsphase zu Ende des Pleistozäns ihre Entstehung verdanken kann; der am tiefsten gelegene Teil dieser Zone besaß praktisch keinen Abfluß zur Vorflut, und hier finden sich auch die Torfmächtigkeiten bis über 3 m. Gleichsinnig mit der Mächtigkeitszunahme der holozänen Bildungen sinkt auch die Basis- und Oberflächenbegrenzung der Schluffschicht ab, und zwar ohne eine Mächtigkeitsreduktion — im Gegenteil, auch die Dicke der Schluffschicht nimmt hier lokal noch deutlich zu.

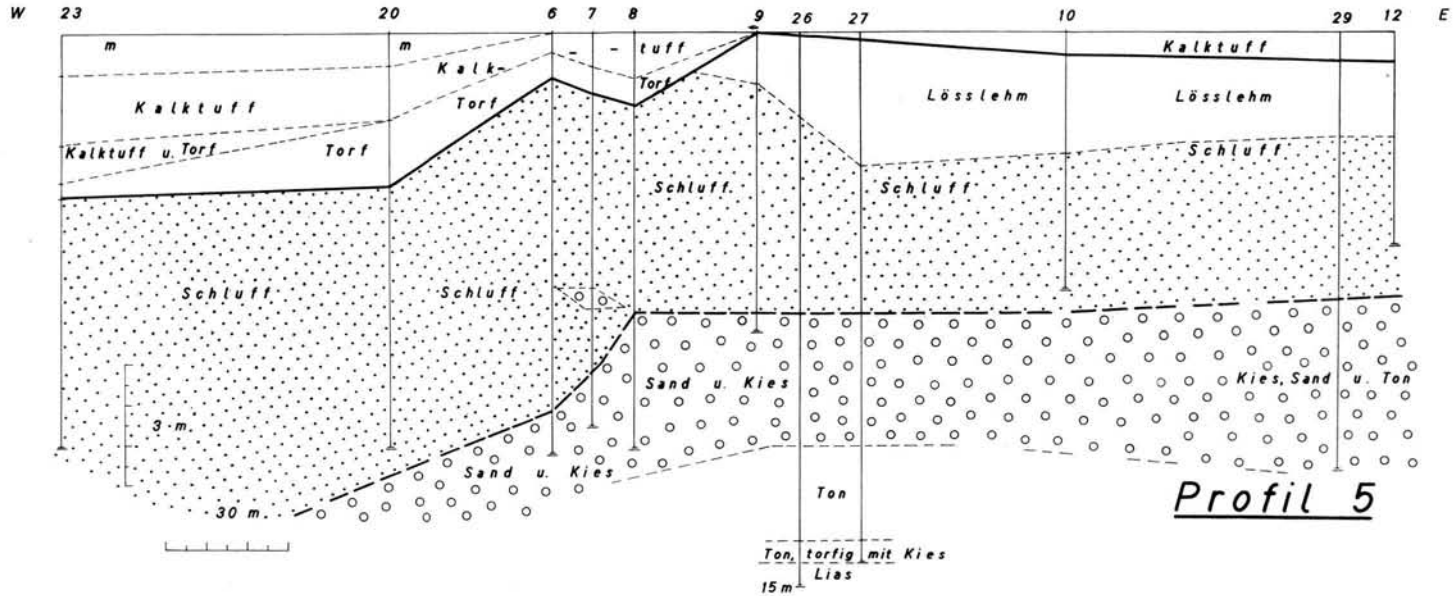


Abb. 5. West-Ostprofil durch die Gronesenke längs der Profillinie 5 der Abb. 3. - Stark überhöht (vgl. Längen- und Höhenmaßstab links unten).
m = Mutterboden und Auelehm.

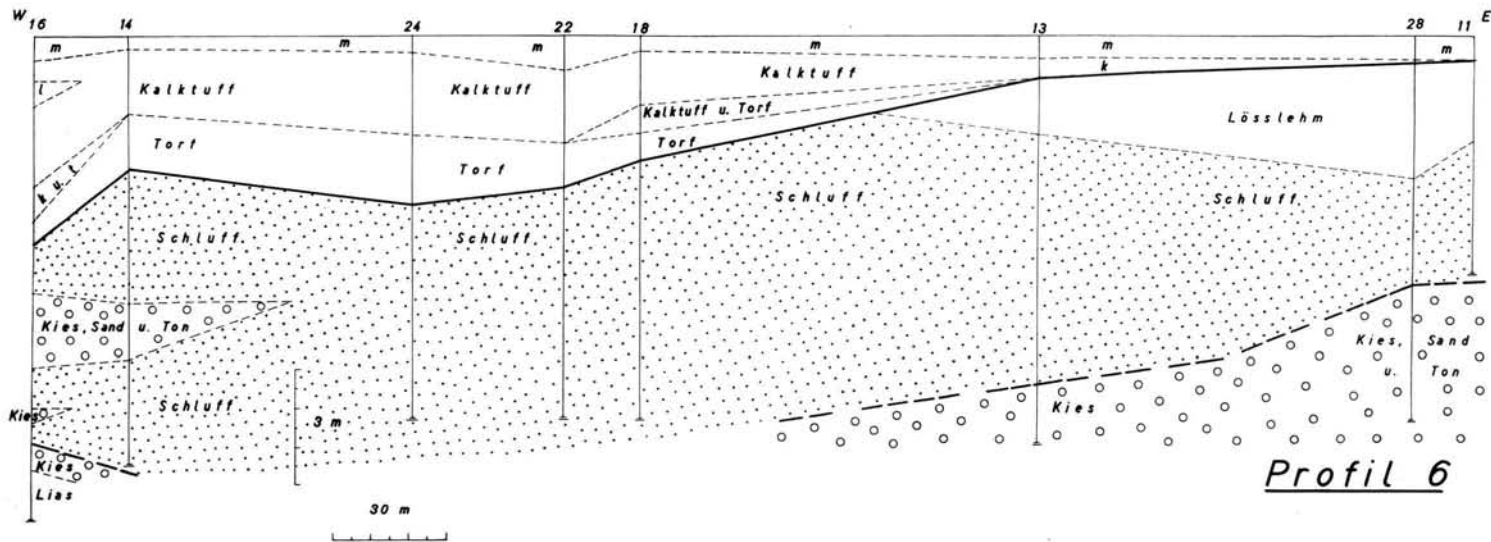


Abb. 6. West-Ostprofil durch die Gronesenke längs der Profillinie 6 der Abb. 3. - Gleicher Maßstab wie Abb. 5. Profil parallel zu Profil 5, jedoch 70 m weiter südlich. m = Mutterboden und Aueleh. l = Lehmeinschaltung in Kalktuff. k u. t = Kalksinter und Torf wechsellagernd.

Diese starke Vertorfung der zentralen Teile der Groneniederung ist offensichtlich nicht, wie in der Leinetalau, durch Rückstau-Wirkung infolge der Schwemmfächerbildung der Lutter zu deuten, da deren Mündungsgebiet in die Leine ca. 15 m tiefer liegt. Sehr wahrscheinlich ist jedoch eine junge Senkung gegenüber der Keuperschwelle vom Hagen- und Egelsberg, da die Quartärbasis ja entgegen dem Gefälle von 140 auf 136 m über NN absinkt. Da das Senkungsgebiet lokal recht begrenzt ist, scheiden großtektonische Ursachen aus. Als Ursache kommt daher hier, in unmittelbarer Nähe der Salinenbohrung Luisenhall, die in 446,5 m Tiefe in Zechsteinsalz auf einer grabenrandparallelen Störungszon kam, am ehesten eine Senkung infolge Salzablaugung im Untergrund in Betracht, vermutlich im Bereich oberflächennaher Abschnitte der salzinjizierten Störung von Luisenhall. Diese Salzablaugung müßte demnach im Quartär und insbesondere im Alt- und Mittelholozän stattgefunden haben bzw. weitergegangen sein, so daß es zur mächtigen Torf- und Kalksinterbildung auf örtlich begrenztem, sinkendem Untergrund kommen konnte.

So ist hier anscheinend einmal der Fall entwickelt, daß trotz Hebung des umliegenden Berglandes innerhalb des Leinetalgrabenbereiches selbst, wenn auch in begrenztem Umfange, örtlich Senkung erfolgte, so daß sich hier die jungpleistozänen Akkumulationskörper der Grone in stratigraphisch richtiger Abfolge, nach oben jünger werdend, übereinanderlagern (statt wie an anderen Flüssen des Berglandes in umgekehrter Anordnung, das Älteste in Form hochgelegener Schotterrelikte, das Jüngere nahe der heutigen Talau). Ist schon an sich für den Leinetalgraben durch die relativ geringen Fortschritte der pleistozänen Tiefenerosion eine verminderte Hebungstendenz im Quartär wahrscheinlich gemacht, so wird sie im Bereich der Groneniederung stellenweise sogar infolge Hinzutretens der Salzablaugung im Untergrund in eine ausgesprochene Senkung umgewandelt.

In die Schluffschicht eingelagert finden sich ganz im Westen (vgl. die Bohrungen 14 und 16 im Profil Abb. 6) noch vereinzelte Kieslinsen, die erkennen lassen, daß es auch bei der Bildung des Schluff-Schwemmfächers der Grone örtlich zur Schotterakkumulation kam, wenn auch die Schotterführung stark hinter der Menge an umgelagertem Lößmaterial zurücktrat und auf die dem Erosionszentrum am westlichen Grabenrand nächstgelegenen Abschnitte des Einzugsgebietes beschränkt blieb.

Unter der Schluffschicht tritt in beiden Profilen (vermutlich hochwürmeiszeitlicher) Kies auf, der in den Bohrungen 26 und 27 (vgl. Profil Abb. 5) noch durchsunken werden konnte. Darunter folgt laut Bohrprotokoll

von 10 bis 12.20 m Tiefe	grauer, weich- bis steifplastischer, vereinzelt Schotter der Fein- bis Mittelkiesfraktion führender Pleistozän-Ton
von 12.2 bis 12.80 m Tiefe	dunkelgrauer bis schwarzbrauner, kiesführender Pleistozän-Ton mit dünnen Lagen und Schmitzen streifigen Erdtorfes
und darunter (bis 15 m Tiefe erbohrt)	Lias.

Diese Schichtglieder sind sicher älter als der hochwürmeiszeitliche Kies, doch ist die vorliegende Bodenprobe für eine pollenanalytische Bestimmung nicht ausreichend. Dennoch besteht Hoffnung, bei weiteren Bohrungen dieses Interglazial bzw. Interstadial von Grone genauer zu erfassen.

Auch die Oberfläche der Schluffschicht war offenbar bereits primär nicht ganz eben, sondern vor Ablagerung des spätwürmeiszeitlichen Löß' von zahlreichen Fließrinnen durchzogen, die bei der Lößanwehung ausgefüllt wurden. Die nachfolgende Erosion zu Ende des Pleistozäns hat dann an anderer Stelle erneut Schluff und Lößlehm angeschnitten, wie aus dem Verlauf der dick ausgezogenen Linie in den Profilen 5 und 6 hervorgeht. Die gleiche Beobachtung kann man auch im Nordsüd-Profil der Abbildung 7 machen, das im Bereich der Bohrungen 31 bis 35 (vgl. die mit B bezeichnete Profilinie in Abb. 3 oben rechts) und nach Süden bis zum Vorflut-Kanalisationsgraben nahe der Brücke an der Einmündung der Rudolf-Winkel-Straße in die Grätzelstraße verläuft. Hier war kurzfristig

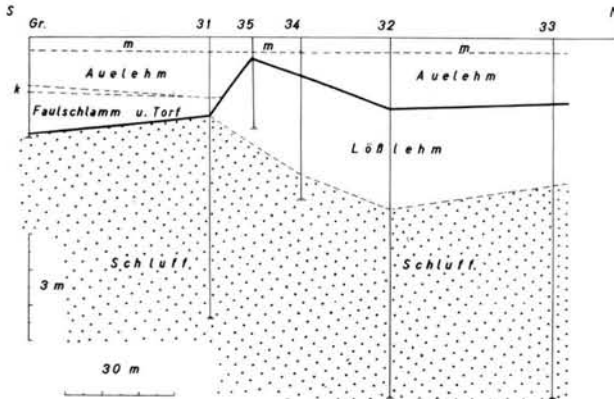


Abb. 7. Nord-Südprofil durch die Gronesenke längs der Profillinie (B) in Abb. 3. (Sonst wie Abb. 5 und 6).

einer der wenigen unmittelbaren Aufschlüsse des gesamten Industriegeländes zugänglich, der folgendes Profil geliefert hat:

0 — 1,2 m Tiefe	brauner Auelehm, fest, mit senkrechten Schrumpfrissen, nach unten übergehend in
1,2 — 1,35 m Tiefe	stark humosen, schwarzbraunen, z. T. vertorften Auelehm
1,35 — 1,55 m Tiefe	gelblicher Kalktuff, teilweise ockerfarben anwitternd, mit zwei schwarzbraunen Zwischenlagen aus erdigem Torf
1,55 — 2,1 m Tiefe	schwarzbrauner erdiger Torf
2,1 — 2,75 m Tiefe	brauner Schilftorf mit Holzresten und Rhizomen (Holzreste von roter Farbe, Schilfreste hellgelblich)
ab 2,75 m	grauer, sehr weichplastischer schluffiger Ton, in grauen Schluff übergehend.

Die Torfmächtigkeit nimmt nach Osten weiter ab und beträgt in den Bohrungen an der Grätzelstraße nahe der Gronebrücke nur noch 80 cm, wobei der Torf mit Faulschlamm versetzt ist.

Das vorstehende Profil ließ besonders deutlich die Wechsellagerung von Torf und Kalksinterlagen erkennen. Von hier stammen auch die bisher durchgeführten pollenanalytischen Altersbestimmungen von Herrn Dr. WILLERDING, dem für seine freundliche vorläufige Mitteilung an dieser Stelle herzlichst gedankt sei.

Der Einfluß der Salzablaugung im Untergrund dürfte nicht nur auf die Verhältnisse in der Groneniederung beschränkt sein. Auch für die benachbarten Vorkommen von Lenglern und Harste, weiter nördlich im Westteil des Leinetalgrabens gelegen, ist mit ähnlichen Vorgängen zu rechnen. Alle diese Vorkommen sind nicht allein durch Rückstau von der Vorflut her zu erklären. Stauwirkung infolge Hebung der Grabenmitte (Höhenrücken von Pansen bis zum Ascherberg SW Göttingen) scheidet ebenfalls aus, da die Torflager dieser Becken z. T. tiefer als die Einmündungszonen in die Leine liegen. Daher muß wohl eine Senkung der Becken selbst angenommen werden, und zwar mit ziemlich stetigem Ablauf bis in die postglaziale Wärmezeit hinein.

Andere Vorkommen, wie etwa die Faulschlamm- und Torfbildungen der Leinetalaue NW Göttingen sowie im Bereich des Lutter-Schwemmfächers bei Weende (N Göttingen) erfordern nicht unbedingt die Annahme einer Salzablaugung im Untergrund, sondern könnten auch in Zusammenhang mit der Entstehung des Schotterfächers der Lutter und der dabei mehrfach verlegten Mündung und Störung der geregelten Vorflutverhältnisse erklärt werden. Ein Beispiel bringt Profil Abb. 8 vom Werksgelände der Firma Rube in Weende, wo unter Auelehm- und Kalksinterbedeckung mit Erdtorf versetzter Faul-

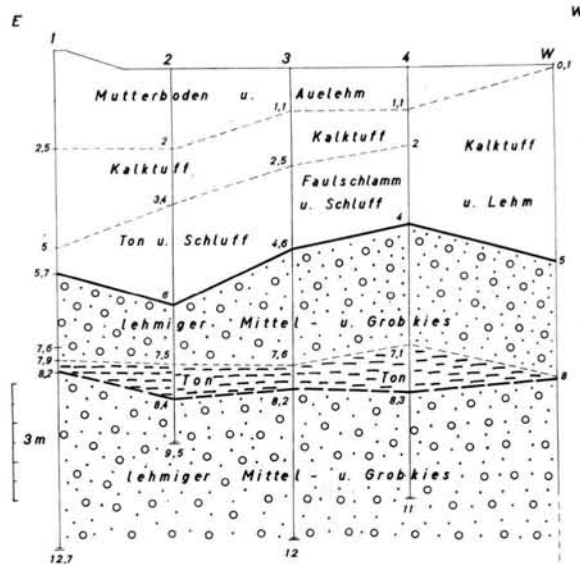


Abb. 8. Vergleichsprofil Papierfabrik Weende N Göttingen: Kalktuff mit unterlagerndem Faulschlamm und Torf im Bereich des Lutter-Schwemmfächers. - Höhen: vgl. Zahlenangaben in Metern. Längen: Nicht ganz maßstäblich, Abstand der Bohrungen jeweils zwischen 15 und 25 m. W = Wasserbohrung Brunnen 4 (Tiefenfortsetzung vgl. Bohrprofil im Text).

schlamm, Ton und Schluff erbohrt wurde. Darunter folgt Kies des oberen (spätwürmzeitlichen) Lutterschwemmfächers, der seinerseits durch eine gleichmäßig aushaltende Schicht blaugrauen, steifplastischen Pleistozäntones vom unterlagernden unteren (hochwürmzeitlichen) Lutter-Schotterfächer getrennt wird. Dieser untere Schotterkörper reicht jedoch noch tiefer, wie das weitere Profil der Wasserbohrung (W in Profil Abb. 8) ergeben hat, und geht nach unten ausweislich der darin enthaltenen Buntsandsteingerölle in einen Leineschotterkörper über. Es folgen in Metern unter Geländehöhe (146 m NN)

bis 22,5 m Tiefe	Grobkies aus Material des unteren und oberen Muschelkalks, sodann von grünlich-bräunlicher Feinsand
22,5 — 23,5 m Tiefe	Grobkies mit Muschelkalk- und Buntsandsteingeröllen, (die nicht aus dem Einzugsgebiet der Lutter, sondern nur der Leine stammen können).
23,5 — 27,4 m Tiefe	schwach humoser, feinsandiger Lehm, graubraun
27,4 — 28,3 m Tiefe	Kalktuff
28,3 — 29,1 m Tiefe	grober Quarzsand und Mittelkies (Muschelkalkgerölle)
29,1 — 30,2 m Tiefe	Mittelkies (Muschelkalk) mit wenig Grobsand
30,2 — 36 m Tiefe	Grobkies (Muschelkalk), schmutziggelb, mit vereinzelten Buntsandsteingeröllen der Fein- bis Mittelkiesfraktion
36 — 49 m Tiefe	grauer Ton mit Kiesbeimengung (umgelagerter und mit Schottermaterial vermengter Lias)
49 — 51 m Tiefe	blauschwarzer dichter, schiefriger Ton, anstehender Lias.
51 — 57 m Tiefe (Endteufe)	

Der bei 27,4 bis 28,3 m Tiefe angetroffene humose Lehm hat leider keine pollenanalytisch verwendbaren Reste geliefert, doch ist er sicher jungpleistozän und dürfte am ehesten, ebenso wie der unterlagernde Kalksinter zwischen 28,3 und 29,1 m Tiefe, einem älteren Würm-Interstadial, wenn nicht gar dem letzten Interglazial angehören. Die darunter folgende Schotterserie gehört offenbar einem noch älteren, tiefgelegenen Leineschotterkörper an, dessen Zuordnung jedoch einstweilen noch offen bleiben muß. Immerhin ist es recht überraschend, örtlich noch bis in diese Tiefe pleistozäne Schotter anzutreffen, während beispielsweise im südlich benachbarten Göttinger Stadtgebiet schon von wesent-

lich geringerer Tiefe an Keuper erbohrt wurde. Es handelt sich in Weende um die bisher mächtigste Quartärfluge, die im Raum um Göttingen erbohrt wurde. Auch hier liegen Schotterkörper verschiedener pleistozäner Akkumulationsphasen in normaler stratigraphischer Abfolge übereinander, statt wie sonst bei fortschreitender Tiefenerosion untereinander. Ein Fortschritt der Tiefenerosion im Jungpleistozän ist also auch hier nicht zu verzeichnen, die späteren Erosionsphasen haben das Ausmaß der früheren bei weitem nicht erreicht, so daß das Flußsystem von Akkumulationsphase zu Akkumulationsphase höher gelegt wurde. Eine Zuordnung des tiefsten hier erbohrten Schotterkörpers zu einem bestimmten Terrassensystem der Leine oder zu einer der im Stadtgebiet von Göttingen festgestellten kiesgefüllten Erosionsrinnen stößt auf große Schwierigkeiten; die ungewöhnliche Tiefenlage, für die bislang keinerlei Hinweise normaler Vorflutverhältnisse vorliegen, findet eigentlich nur dann eine zwanglose Erklärung, wenn man auch in diesem Falle örtlich mit Senkung infolge Salzablaugung im Untergrund rechnet.

Schriften:

- Ausführliche Literaturhinweise vgl. WILLERDING, H.: Beiträge zur jüngeren Geschichte der Flora und Vegetation der Flußauen (Untersuchungen aus dem Leinetal bei Göttingen). - Flora 149, S. 435-476, Jena 1960, sowie WUNDERLICH, H. G.: Zur Abfolge und Altersstellung quartärer Bildungen im Stadtgebiet von Göttingen. - Dieses Jahrb. 10, S. 41-55, Öhringen/Württ. 1959. Außerdem LÜTTIG, G.: Vorschläge für eine geochronologische Gliederung des Holozäns in Europa. - Dieses Jb. 11, S. 51-63, Öhringen 1960(a). - - Zur Gliederung des Auelehms im Flußgebiet der Weser. - Ebendort 11, S. 39-50, 1960(b).
- SOERGEL, W.: Löss, Eiszeiten und paläolithische Kulturen. - Jena 1919. - - Die Ursachen der diluvialen Aufschotterung und Erosion. - Berlin 1921.

Manusk. eingeg. 21. 5. 1962.

Anschrift des Verf.: Dozent Dr. H. G. Wunderlich, Göttingen, Geol. Institut, Berliner Straße 28.

Über morphologische Formengruppen der Erosion an der Ems

Beiträge zur Quartärgeologie und Morphologie Westfalens

Von LUDWIG HEMPEL, Münster i. W.

Mit 5 Abbildungen im Text

Zusammenfassung: Zwischen Warendorf und Rheine wurden die Talstufen an der Ems nach morphologischen Gesichtspunkten kartiert. Dabei wurden neben den natürlich bedingten auch die anthropogen verursachten Abtragungs- und Aufschüttungsprozesse berücksichtigt. Es stellte sich heraus, daß die sogenannte große Emsterrasse morphologisch und chronologisch nicht einheitlich aufgebaut ist. Teile sind echte Flächen einer oberen Niederterrasse, andere Strecken sind als fluviatil getönte Äquivalente der Mittelterrassenzeit aufzufassen. Sichere Zeichen für Mittelterrassenreste finden sich zwischen Warendorf und Telgte (südlich der Ems), zwischen Saerbeck und Emsdetten sowie bei Rheine.

Summary: Between Warendorf and Rheine the steps of the valley sides along the river Ems have been mapped with respect to morphological appearance. In this course the processes of erosion caused by both nature and man have been taken into account. It appeared that the so-called „Große Emsterrasse“ (Great-Ems-Terrace) is not a morphological and chronological unit. Parts of it are genuine surfaces of an upper Lower Terrace while other parts, which show an influence of the action of water, are to be considered as contemporary with the Middle Terrace period. Definite signs of remains of the Middle Terrace are found between Warendorf and Telgte (south of the Ems), between Saerbeck and Emsdetten, and near Rheine.

1. Problemstellung

Gewässernetz und Terrassen sind beste Indikatoren für die Reliefgeschichte eines Gebietes. Studien dieser Art gehören mit den ältesten geomorphologischen Untersuchungen. Besonders verwickelt und interessant werden die Verhältnisse, wenn sowohl fluviatile als auch glazigene Formungsprozesse aufeinanderstoßen, sich verzahnen und überlagern. Das gilt neben den großen deutschen Flüssen wie Rhein, Weser und Elbe auch für die Ems. Es soll im folgenden versucht werden, ihre morphologische Stellung an Hand neuer Terrassenkartierungen zu umreißen.

Schon HESEMANN (1950) hat in seiner Studie über die stratigraphische Stellung der großen Emsterrasse im Münsterland von der Vielzahl der Arbeiten und Deutungsversuche für die Talgeschichte der Ems gesprochen und den damaligen Stand der Forschung aufgezeigt. Es waren ausschließlich geologisch-sedimentologische Arbeiten, die sich mit der Ems beschäftigten. Wenn von geomorphologischer Seite her noch einmal der Versuch gemacht wird, die Frage nach der Genese und Datierung der Emsterrassen, insbesondere der großen Emsterrasse des Münsterlandes, aufzugreifen, so geschieht das deshalb, weil eine rein auf die Reliefformen abgestimmte Kartierung bis jetzt noch fehlt. Dabei dürfte gerade eine solche Kartierung in Kombination mit den sedimentologisch-geologischen Befunden einen brauchbaren Schlüssel für die Erklärung der Emsterrassen in dieser oder jener Richtung ergeben. Die Geländearbeiten wurden im Frühjahr und Sommer 1961 sowie im Frühjahr 1962 durchgeführt. Es kam dabei darauf an, an mehreren Stellen Detailkartierungen unter Berücksichtigung sowohl natürlich bedingter als auch anthropogen bedingter Prozesse anzusetzen. Unter den anthropogen bedingten Formungen verdienten vor allem die Steilkanten, die durch Plaggenauflagen entstanden waren, eine besondere Aufmerksamkeit. In jedem Fall wurden dabei kleinste Reliefunterschiede, wie sie z. B. auch LOTZE (1946) für das Gebiet von Mastholte¹⁾ registriert hat, morphologisch ausgewertet. Die Kartierungen werden im folgenden vorgelegt.

¹⁾ anders HESEMANN, 1950, S. 635.

2. Das Beobachtungsmaterial

a. Emsterrassen bei Telgte (Abb. 1)

Im Bereich der Ems bei Telgte wurden sechs Talstufen unterschieden. Das derzeitige Emsbett als Talstufe 1 wird an mehreren Stellen von Altwasserarmen (= Talstufe 2) begleitet. Darüber erhebt sich, überall sehr deutlich abgesetzt, die Talaue (= Talstufe 3). Sie liegt mindestens 1—3 m über dem Boden der Altwasserarme und ist sowohl an der Grenze zum Emsbett als auch zu den Altwasserarmen mit einer Steilkante abgehoben. Diese Grenzen der Talaue verlaufen bei ackerbaulicher Nutzung der Aue in geometrisch geraden Figuren. 3—5 m über dieser Talaue liegt eine weitere Terrassenfläche. Auch hier wird die Grenze zur tieferliegenden Aue streckenweise stark betont, wenn Ackerbaunutzung der Flächen vorliegt, oder die Talstufe 4 fällt mit sanften Böschungswinkeln ab. Neben Bachläufen gliedern Trockenäler und Mulden den Hang. Letztere dürften nicht nur nach der Form, sondern auch nach der Größe vorzeitliche Bildungen sein. Man geht sicherlich nicht fehl, sie als Formen des ausklingenden Pleistozäns zu werten, die sich in den lockeren Sedimenten auch bei weniger extrem glazialklimatischen Verhältnissen haben bilden können.

Von dieser Talstufe 4 steigt der Hang relativ steil zu einem ca. 3—4 m höheren Niveau (= Talstufe 5) auf. Auf dieser Stufe liegt südlich der Ems die Bundesstraße 64 Telgte—

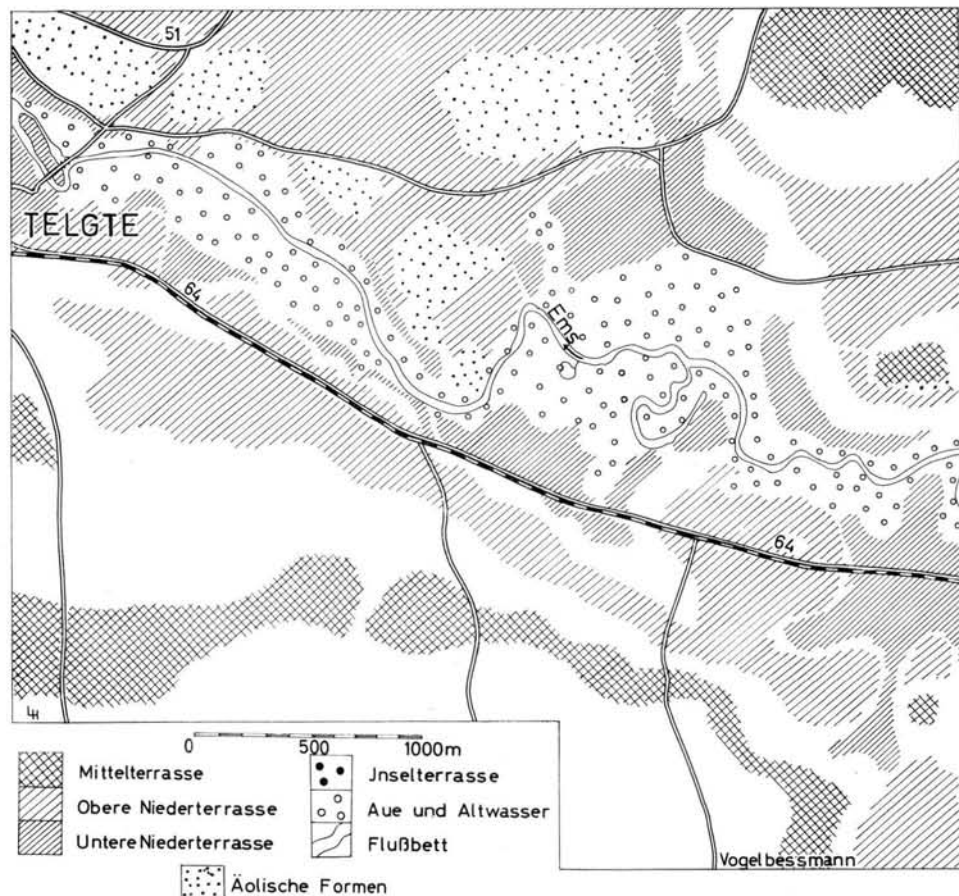


Abb. 1. Talstufen der Ems ostwärts von Telgte.

Warendorf. Nördlich der Ems kreuzt die Bundesstraße 51 Münster—Osnabrück als Umgehungsstraße von Telgte diese Terrassenfläche. Die absolute Höhenlage beträgt etwa 52—54 m über NN. An einzelnen Stellen wird diese flachwellige Ebenheit von Kuppen und flachen Rücken überragt, die auf Grund ihres sedimentologischen Gehaltes als Dünen gedeutet werden können.

Andere Erhebungen wiederum sind eindeutig nicht äolisch entstanden. So sind die um 58—61 m über NN liegenden Flachformen und Rücken auf grundmoränischem Material ausgebildet. Infolge der flachen Wellung der Oberfläche hart südlich der Bundesstraße 64 ist es schwer, diese Formen ohne weiteres als Terrassenfläche, eingesenkt in eine moränische Ablagerung, zu erklären. Allein weiter südlich in der Gegend zwischen Everswinkel und der Straße Telgte—Alverskirchen scheint der Beweis gesichert. Insbesondere die Situation 1,5 km östlich des Bockenhagen mit der relativ steilen Herausstellung der Grundmoränenoberfläche (Höhe: 65—70 m) über das Niveau in 59—60 m bei den Höfen Vogelbeßmann und Bockelbessmann erlaubt diese Flachform als eine in die Grundmoräne eingeschnittene Talstufe einzuordnen. Wenngleich Schotter als Hauptbeweismittel fehlen, so ist doch die Steilheit des Hanges so auffallend im Gesamtbild des Reliefs, daß sie nicht als Grenze von reinen Akkumulationsvorgängen, sondern als erosiv getönte Form gedeutet werden muß. Der Eindruck einer fluviatil getönten Landoberfläche bleibt auch weiter im Westen erhalten. Hier verläuft die Ebenheit (= Talstufe 6) in den kalkigen und mergeligen Aufragungen des Senons (Untercampan) und scheint in diese eingeschnitten zu sein.

Will man dieses System der Talstufen in eine Zeitskala einordnen, so sieht diese Aufstellung wie folgt aus:

Talstufe 1 = Emsbett	}	Holozän
Talstufe 2 = Altwasserarm		
Talstufe 3 = Talaue		
Talstufe 4 = untere Niederterrasse	}	Pleistozän
Talstufe 5 = obere Niederterrasse		
Talstufe 6 = Mittelterrasse		

Problematisch ist die Frage nach dem Vorkommen einer sogenannten Inselterrasse, wie sie am Rhein und an der Lippe und nach HESEMANN (1950) auch an der Ems vorkommt. Um ihre Stellung zwischen Talaue und eiszeitlichen Terrassen zu erfassen, wurden weitere Kartierungen emsabwärts durchgeführt.

b. Terrassen bei Gittrup (Abb. 2)

Die Umstände für eine exakte Reliefkartierung waren im Frühjahr 1961 im Emstal insofern recht günstig, als durch ein extremes Hochwasser weite Gebiete der Emsniederung überflutet waren und mit dem Wasserspiegel eine weitflächig verbreitete Bezugsbasis für Messungen kleinerer Reliefunterschiede vorhanden war. Dies kam insbesondere der Fixierung der unteren Talstufen von den Altwasserarmen über die Aue bis zur Niederterrasse zugute.

Die Mittelterrasse ist auf dem Blatt nicht mehr ausgebildet. Sie erreicht nördlich von Münster zwischen der Aa und dem Dortmund-Ems-Kanal etwa 53—56 m Höhe und ist nach der geologischen Karte 1 : 100 000 Blatt Münster, bearbeitet von ARNOLD (1959), als „G geschiebelehm über Kreidemergel und -sandsteinen“ ausgebildet. Die gesamte Gelmerheide mit den Rieselfeldern in ca. 50 m Höhe wäre demnach die obere Niederterrasse. Sie läßt sich knicklos an die Terrassenflächen bei Telgte anschließen, ohne daß im einzelnen hier die Belege dafür vorgebracht werden sollen. Besonders großflächig ist die untere Stufe der Niederterrasse. Der ackerbaulich genutzte Teil der Gemarkung von Gittrup liegt auf dieser Talstufe. Deutlich fallen der Esch oder mindestens Teile des Esches innerhalb dieses Niveaus als besonders abgesetzte Erhabenheit heraus. Daran schließt sich das

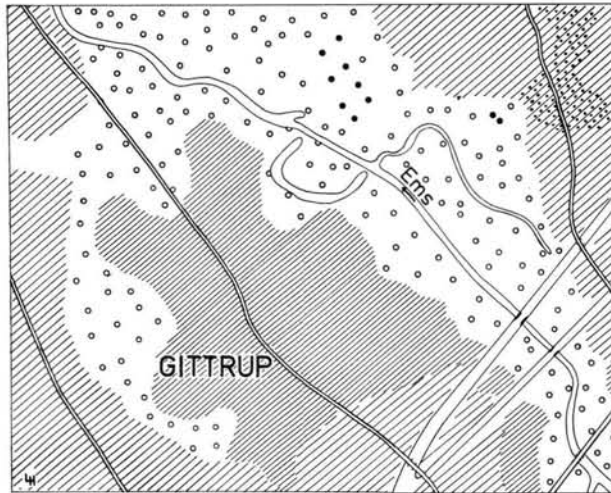


Abb. 2. Talstufen der Ems bei Gittrup nördlich von Münster. (Maßstab 1:35000; Legende vgl. Abb. 1.)

unruhig reliefierte Gebiet zu beiden Seiten der Ems an, wobei sich Altwasserarme und Aue vielfältig verzahnen. In diesem Gewirr von Höhenzonen und Tiefenlinien fallen einzelne Rücken heraus, die im Frühjahr 1961 weitgehend - mindestens in ihren höchsten Partien - hochwasserfrei geblieben waren. Sie liegen ca. 1—2 m über der Talauie und 2—3 m unter dem Niveau der unteren Niederterrasse. Wenn sie im Bereich von Gittrup wegen der Kleinheit der Areale noch nicht als selbständige Talstufe besonders auffielen, so kann das ganz sicher für die Verhältnisse zwischen Hembergen und Saerbeck und von da weiter emsabwärts gelten. Es ist die Inselterrasse.

c. Terrassen zwischen Hembergen und Emsdetten (Abb. 3)

Mäanderschlingen, Nebenbäche und ein Umlaufberg bestimmen das Flußsystem der Ems bei Hembergen und Saerbeck. Somit sind zwar die Zusammenhänge in den einzelnen Talstufen erheblich gestört. Dafür bieten sich aber allenorts durch die scharfe Profilierung an den Terrassenrändern günstige Möglichkeiten, die Abfolge der einzelnen Stufen genau zu erfassen.

So sind westlich des Pos-Berges Altwasserstufe, Talauie und Inselterrasse in selten klarer Form gegeneinander abgesetzt. Die genetische Zwitterstellung der Inselterrasse zwischen Aue und unterer Niederterrasse wird im Gebiet 1 km nördlich von Hembergen besonders deutlich. Hier geht die Inselterrasse stellenweise nur ganz allmählich in die Niederterrasse über und ist darüber hinaus durch eine Niederungszone — ein Äquivalent der Talauiestufe — in zwei Glieder geteilt. Auch hier schwingt die Inselterrasse ganz sanft zur Aue ab. Ihre vorzugsweise holozäne Entstehung ist von Rhein und Lippe bekannt und berechtigt uns, sie in unserer Numerierung als Talstufe 3a einzuordnen.

Auch im Bereich der höheren Talstufen sind die Trennungsmöglichkeiten gut. Untere und obere Niederterrasse sind durch ausgesprochen steile Hänge voneinander abgesetzt (Abb. 4). Über der letzteren erheben sich einzelne Höhenzüge bei Hembergen, die mit der großen Flachform westlich von Saerbeck identisch sind. Die Höhendifferenz zur oberen Niederterrasse beträgt 4—5 m. Sie müssen als Bildungen einer Mittelterrassenzeit angesprochen werden.

Auch zwischen Saerbeck und Emsdetten ist die morphologische Gliederung des Ems-

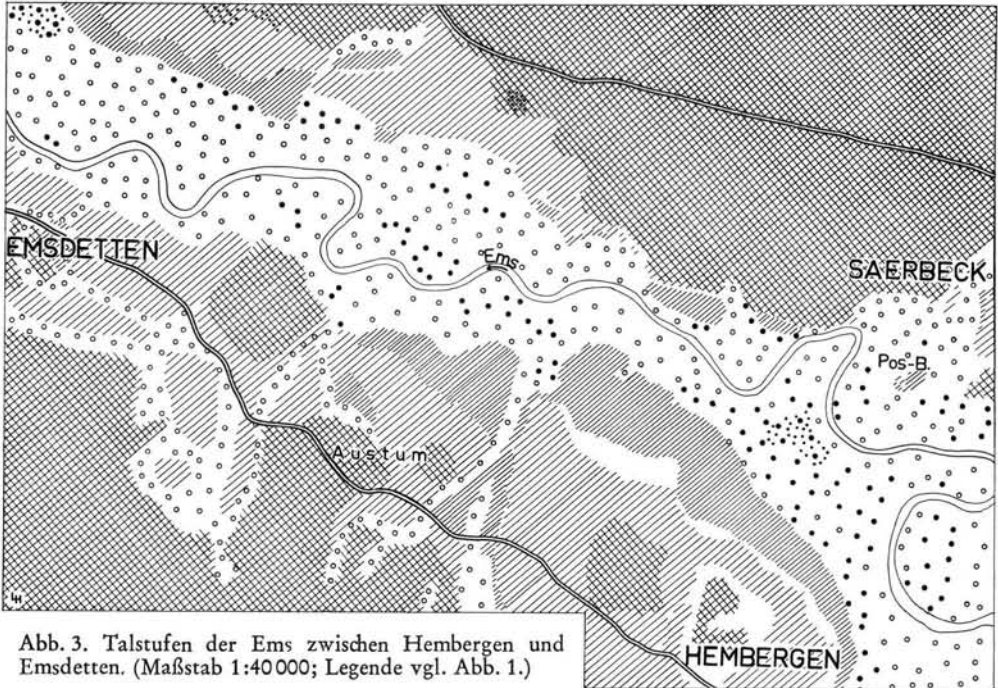


Abb. 3. Talstufen der Ems zwischen Hembergen und Emsdetten. (Maßstab 1:40 000; Legende vgl. Abb. 1.)

systems in sieben Talstufen ausgezeichnet zu beobachten. Insbesondere zeigt ein Profil in Höhe von Austum diese Abfolge. Die absoluten Höhenzahlen über NN lauten:

36 m	Talaue
37 m	Inselterrasse
40 m	untere Niederterrasse
43 m	obere Niederterrasse
46—47 m	Mittelterrasse.

Im übrigen ist auf dem rechten Emsufer die Situation für die jüngeren Talstufen durch junge äolische Verwehungen sehr unübersichtlich. Stellenweise sind die Flugsandflächen umbrochen und abgepflügt worden, so daß genaue Höhenangaben und Flächenabgrenzungen kaum möglich sind.



Abb. 4. Emsterrassen bei Hembergen; Blick von der Straße Hembergen—Saerbeck nach Westen. 3a = Inselterrasse; 4 = untere Niederterrasse; 5 = obere Niederterrasse; 6 = Mittelterrasse

d. Terrassen bei Rheine (Abb. 5)

Mit der Kartierung der Terrassen bei Rheine wurde ein Gebiet ausgewählt, in dem die Möglichkeit bestand, die oberste Talstufe der Mittelterraszenzeit noch einmal morphologisch zu fixieren. An drei Stellen, nämlich westlich des Verschiebebahnhofs, im Dreieck der Bahndämme Münster—Rheine und Burgsteinfurt — Rheine sowie südlich von Salz-

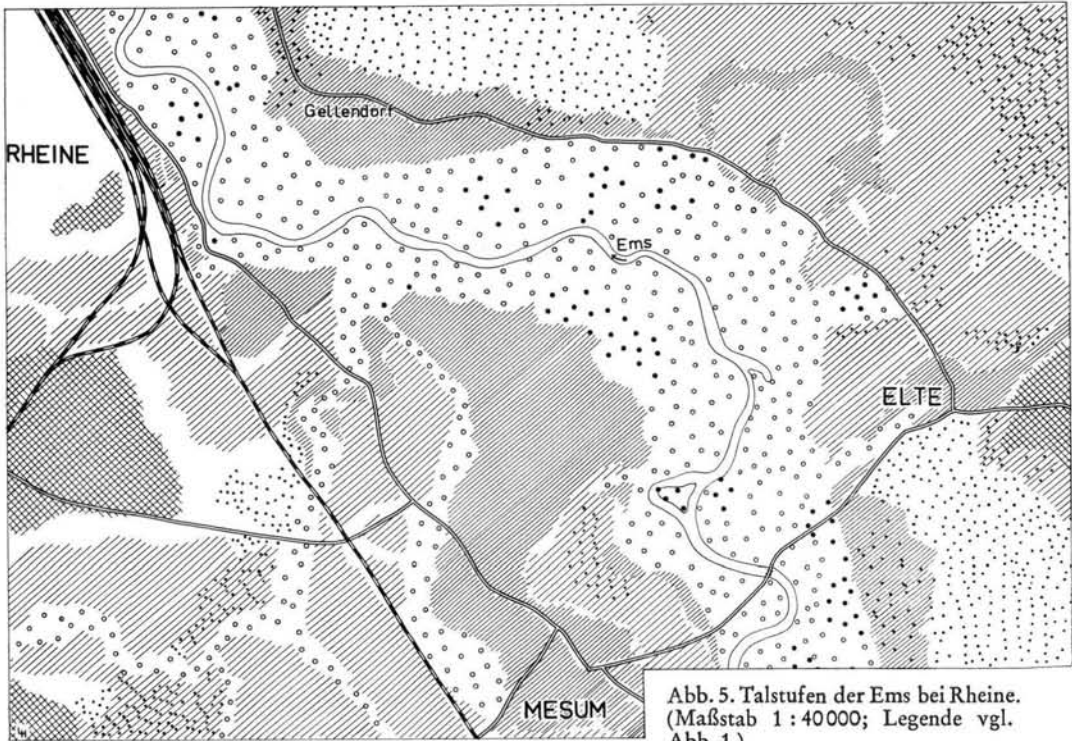


Abb. 5. Talstufen der Ems bei Rheine. (Maßstab 1 : 40000; Legende vgl. Abb. 1.)

bergen konnten Mittelterrassenflächen in breiter Ausdehnung, klar abgesetzt über der Talstufe 5 (= obere Niederterrasse), festgestellt werden. Ihre absolute Höhenlage beträgt 45 bis 50 m über NN. Es scheint so, daß auch große Teile des Verschiebehahnhofs auf dieser Verebnungsfläche liegen.

Auf der anderen Seite der Ems sind Äquivalente zur Mittelterrassenzeit südostwärts von Elte vorhanden, wobei die Schwierigkeit auftritt, fluvial getönte Formen von äolisch getönten sicher zu trennen. Überhaupt sind die Dünen und Flugsandfelder auf dem Ostufer der Ems so weit verbreitet, daß eine Fixierung von Terrassen nicht einfach ist²⁾. Dennoch kann man die obere Niederterrasse in der Umgebung von Elte als große Ebenheit eindeutig ausscheiden. Durch Prallhangwirkung ist die untere Niederterrasse bis auf Rudimente zusammengeschmolzen. Erst bei Gellendorf im Schutz des Gleithanges findet man diese Talstufe (4) in ca. 36 m über NN weit ausgebreitet. Auch der Ort Mesum auf dem Westufer der Ems liegt zum größten Teil auf der unteren Niederterrasse.

Ein besonderes Problem ist die Frage nach den Formen in den Nebentälern. Eine Trennung in pleistozäne und holozäne Formungstendenzen ist nur im Falle rezenter anthropogen bedingter Ablagerungen und Erosionsformen möglich. Von einer gewissen Entfernung von der Emsaue ab kann man holozäne und eiszeitliche Sedimentations- und Erosionsoberfläche nicht mehr trennen.

3. Folgerungen und Zusammenfassung

Mit der Feststellung von drei eiszeitlichen Terrassen im Emstal zwischen Wardorf und Rheine scheint bei flüchtiger Betrachtung das Ergebnis dieser Arbeit auf der Seite jener zu stehen, die die sogenannte große Emsterrasse als eine Mittelterrasse ansprechen. Die Terrasse müßte demnach saaleiszeitliches Alter haben. Allein diese Schlußfolgerung

²⁾ Vgl. dazu die Untersuchungen von GRABERT (1952).

ist nicht richtig. Die Beobachtungen haben gezeigt, daß nur an wenigen Stellen eindeutig von echten Terrassenflächen im Falle der ältesten Emstalstufe gesprochen werden kann. Über weite Strecken, insbesondere im Abschnitt zwischen Wersemündung und Hembergen, fehlen Formen, die man mit Sicherheit als fluviatil-erosiv entstanden erklären kann. Hier und an anderen Stellen sind lediglich Akkumulationen festzustellen, die das Niveau der oberen Niederterrasse überragen und damit älter als diese sein müssen. Von echten Erosionsstufen kann hier nicht gesprochen werden. Dabei sind in jedem Fall die äolischen Bildungen ausgeschlossen worden. In Zweifelsfällen wurden die Formen immer zu Ungunsten der Terrassenerklärung gedeutet.

Ganz sicher allerdings sind Terrassenreste, die älter als die obere Niederterrasse sind, zwischen Telgte und Warendorf, bei Emsdetten sowie hart südlich von Rheine als Flachformen in saaleiszeitliche Sedimente eingeschnitten. Nach den Angaben der geologischen Karte 1 : 100 000 Blatt Münster (C 4310), bearbeitet von ARNOLD, handelt es sich bei den Akkumulationen bei Telgte—Warendorf um Grundmoränenmaterial. Die fluviatile Flachform wäre demnach nach Ausbildung dieser Moräne anzusetzen und damit bei oder nach Rückzug des Eises entstanden. Sie würde in den normalen Formungsprozeß von eiszeitlichen Terrassen im periglazialen Bereich gehören. Da unterhalb dieser Terrassenreste noch zwei weitere jüngere eiszeitliche Terrassen oberhalb der Talaue auftreten, kann die höchste Stufe nur präwürmeiszeitlich sein.

Neben diesen Terrassenresten in glazigenen Ablagerungen sind fluviatile Flachformen der Saaleiszeit auch im benachbarten Senonkalk und -mergel zu finden. Hier sind die Formen infolge der größeren Widerstandsfähigkeit des Gesteins gegenüber der Abtragung im Verhältnis zu den lockeren glazialen Sedimenten besonders gut und scharf profiliert erhalten.

Auf dem nördlichen Ufer der Ems, d. h. also allgemein rechtsemsisch, findet man nur ganz wenige Anhaltspunkte für eine Terrassengliederung bis zur Saaleiszeit. Nordwestlich von Warendorf bei Milte sowie bei Saerbeck dürften Flachformen als Äquivalente einer Mittelterrasse ausgebildet sein. Die zahlreichen emsparallelen Talzüge in diesem Gebiet wie Hessel, Bever, Eltingmühlenbach u. a. m. sowie besondere sedimentologische Verhältnisse haben schon früher den Verdacht nahe gelegt, daß hier der Lauf einer jungeiszeitlichen Urens zu suchen sei. Die Tatsache, daß hier auch größere Terrassenflächen einer alten präwürmeiszeitlichen Talstufe fehlen, würde diese Vermutung nur noch bestärken. Der morphologische Befund besagt, daß in der Linie Warendorf—Ostbevern—Hembergen infolge eines dichten Gewässernetzes alte Talstufen bis auf kleine Reste, die z. T. nicht sicher von äolischen Formen getrennt werden können, abgetragen worden sind.

Zwischen Hembergen und Emsdetten sowie von da weiter flußabwärts bis Rheine sind saaleiszeitliche Terrassenflächen gut und großflächig erhalten. Hier befinden wir uns offensichtlich in einem, zeitlich gesehen, hydrographisch stabilen Gebiet. Schon KELLER (1901) und später auf grund neuerer Untersuchungen WEGNER (1926, 1927) haben im Hollicher Feld einen alten Emsabfluß zur Vechte vermutet. Die morphologischen Befunde scheinen dies zu bestätigen.

In diesem Zusammenhang, insbesondere auch im Hinblick auf die morphologische Stellung des Durchbruchs der Ems bei Rheine, ist eine Übersicht über die Gefällsverhältnisse der Emsterrassen in den einzelnen Talabschnitten interessant:

	Gefälle in m pro 1 km			
	Telgte-Gittrup	Gittrup-Hembergen	Hembergen-Emsdetten	Emsdetten-Rheine
Mittelterrasse	0,4	0,3	0,2	0,1
obere Niederterrasse	0,3	0,25	0,3	0,1
untere Niederterrasse	0,25	0,3	0,2	0,2
Inselterrasse	nicht ausgebildet	0,25	0,2	0,4
Talaue	0,3	0,2	0,3	0,4

Danach besitzen Mittelterrasse und obere Niederterrasse zwischen Emsdetten und Rheine ein auffallend flaches Gefälle, wie es nach KELLER (1901) im rezenten Flußbett der Ems nur im Unterlauf auftritt. Das Gefälle der jüngsten Talstufen — Inselterrasse und Tal-*au* — dagegen ist äußerst steil und würde den Verhältnissen der heutigen Talsohle im Oberlauf der Ems etwa bei Rietberg entsprechen (KELLER, 1901). Zwei Erklärungen bieten sich an:

1. Um Rheine war während der Saaleiszeit und der älteren Würmeiszeit ein Staugebiet, in das hinein eine Urems stark sedimentierte. Die Gesteinsriegel in Höhe von Rheine würden Reste einer solchen natürlichen Sperre darstellen. Mit Durchbruch dieses Riegels im Spätwürm stellten sich die Gefällsverhältnisse der jüngeren Talstufen auf die neue morphologische Situation ein bzw. wurden auf die neue Erosionsbasis nördlich des Riegels umgestellt. Das letztere halte ich wegen des ungemein starken und im Gesamtverlauf der Ems unnatürlichen Gefälles in diesem Abschnitt für das Wahrscheinlichere. Dabei dürfte der Vorgang des Anschlusses noch nicht abgeschlossen sein und eine leichte Verstärkung der Tiefenerosion im Abschnitt zwischen Emsdetten und Telgte noch bevorstehen.
2. Die beiden obersten Emsterrassen — obere Niederterrasse und Mittelterrasse — sind von vorneherein auf das normale Unterlaufniveau der Ems eingestellt gewesen. Dies würde aber bedeuten, daß bei gleichsinnigem und vor allem gleichgerichtetem Gefälle beide Terrassenoberflächen durch gleiche oder doch sehr ähnliche Prozesse geformt worden sind. Nach den Erfahrungen sind das Abtragungsvorgänge, die durch vorzugsweise ruckartige Wasserführung zustande kommen und während des Pleistozäns nur im periglazialen Bereich vorkommen. Für die Saaleiszeit bedeutet dies aber im Hinblick auf unser Gebiet, daß die Mittelems nur am Ende des Saaleglazials im periglazialen Klimabereich gelegen haben kann. Die Ausformung der Terrassenoberfläche wäre damit chronologisch an den Ausgang dieser Vereisungsperiode zu setzen³). Für die obere Niederterrasse liegen die Verhältnisse dagegen anders. Während des Hochglazials lagen in der Würmeiszeit Mittel- und Oberrems im Bereich periglazialer Klimaeinflüsse. Somit muß der Bildungsvorgang dieser Terrassenoberfläche bereits vor der Mitte der Würmeiszeit angesetzt werden. Die Erklärung der Gefällsverhältnisse von Tal-*au* und Inselterrasse würde sich zwanglos wie unter 1. gesagt anschließen lassen.

Fassen wir zusammen: Mit der Feststellung von kleineren Resten von Mittelterrassenflächen dürften Widersprüche, die seit fast 45 Jahren in der Auffassung über die Stellung der großen Emsterrasse im Münsterland bestehen, in ein anderes Licht gerückt werden können. Schon die Annahme einer so großen Ausdehnung würmeiszeitlicher Akkumulationen für die große Emsterrasse — HESEMANN (1950) gibt 20—30 km Breite auf 80 km Flußlänge an — muß jedem Kenner eiszeitlicher Abtragungs- und Aufschüttungsprozesse in Norddeutschland verdächtig erscheinen. Erinnert sei nur an die Verhältnisse im Wesertal und im Thorn-Eberswalder Urstromtal, wie sie MENSCHING (1951) und LIETKE (1957) beschrieben haben. Wenn die Gleichheit des Materials jung- und mittelpleistozäner Akkumulationen im Emstal keine sichere Trennung in verschieden alte Vorgänge erlaubt, so bieten die morphologischen Studien über Terrassenreste eine Möglichkeit, Zahl und Abfolgen von Talstufen an der Ems festzulegen. Daß dabei die älteren Formen selten und wenig gut ausgebildet auftreten, liegt in der Natur der Sedimente, die sehr leicht sowohl von periglazialen als auch von rezenten, ja insbesondere von anthropogen bedingten Formungsvorgängen angegriffen, zerstört oder verwischt werden können. Es ist mit großer Wahrscheinlichkeit anzunehmen, daß in mancher auch von mir als Äquivalent einer Niederterrasse angesprochenen Reliefform saaleiszeitliche Sedimentkerne stecken, die ent-

³) Die gleiche Feststellung für das Wesertal bei Bremen trifft K. RICHTER (1951, S. 647-649).

weder im Würmglazial durch Fließerdevorgänge oder im Spätwürm bis Holozän durch äolische Ablagerungen verdeckt worden sind. In weiten Teilen des Emstales, insbesondere im Raum zwischen Warendorf und Greven, stimmen die Ergebnisse meiner morphologischen Kartierungen mit der Auffassung von LOTZE (1946, zitiert nach HESEMANN, 1950) über das würmeiszeitliche Alter der sogenannten großen Emsterrasse überein. An anderen Stellen, so z. B. bei Saerbeck, Emsdetten und Rheine, liegen durch die Talstufengliederung eindeutige Beweise für das saaleiszeitliche Alter der Oberfläche der großen Emsterrasse vor. Sie ist somit sowohl morphologisch als auch chronologisch nicht einheitlich aufgebaut.

Schrifttum

- ARNOLD, H.: Übersichtskarte von Nordrhein-Westfalen 1 : 100 000. Blatt Münster C 4310. - Krefeld 1959.
- BÄRTLING, R.: Die Endmoränen der Hauptvereisung zwischen Teutoburger Wald und Rheinischem Schiefergebirge. - Z. deutsch. geol. Ges. 72, S. 3-25, Stuttgart 1920.
- BEYENBURG, E.: Diluvialschotter, Endmoränen und Talsande im Preußisch-Holländischen Grenzgebiet. - Jb. preuß. geol. L.-A. 54, S. 602-657, Berlin 1934.
- DECHEND, W.: Eustatische und tektonische Einflüsse im Quartär der südlichen Nordseeküste. - Geol. Jb. 68, S. 501-516, Hannover 1954.
- DIENEMANN, W.: Zur Kenntnis der Talsande zwischen Weser und Ems. - Z. deutsch. geol. Ges. 93, S. 384-392, Stuttgart 1941.
- GRABERT, H.: Zur Dünenbildung im Münsterland. - Geol. Jb. 66, S. 693-701, Hannover 1952.
- HAACK, W.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen. Blatt Lengerich. - Berlin 1935.
- HESEMANN, J.: Über die stratigraphische Stellung der großen Emsterrasse im Münsterland. - Geol. Jb. 64, S. 633-641, Hannover 1950.
- KELLER, H.: Weser und Ems, ihre Stromgebiete und ihre wichtigsten Nebenflüsse. Band IV: Die Aller und die Ems. - Berlin 1901.
- LIEDTKE, H.: Die glazialen und spätglazialen Abflußverhältnisse im Bereich des Thorn-Eberswalder Urstromtales zwischen dem Oderbruch und der Havel. - Geographische Berichte, S. 65-80, Berlin 1957.
- LOTZE, F.: Geologische Blätter Lippstadt, Mastholte, Delbrück, Paderborn 1946. - Zitiert nach HESEMANN.
- MENSCHING, H.: Das Verhältnis der Weser-Niederterrasse zum Aller-Urstromtal. - Neues Archiv für Niedersachsen, S. 394-400, Hannover 1950.
- RICHTER, K.: Die Entwicklungsgeschichte der Täler zwischen Lathen und Verden/Aller. - Geologisches Jb. 65, S. 641-655, Hannover 1951.
- TIETZE, O.: Über das Alter des Emstalsandes. - Z. deutsch. geol. Ges. 59, S. 132-134, Stuttgart 1907
- UDLUFT, H.: Geologisches Blatt Münster 1 : 200 000. - Zitiert nach HESEMANN.
- WEGNER, Th.: Geologie Westfalens und der angrenzenden Gebiete. 2. Auflage. - Paderborn 1926. - - Geologie der Münsterschen Ebene. - Westfalenland 4, S. 1-44, Paderborn 1927.

Manusk. eingeg. 13. 7. 1962

Anschrift des Verf.: Professor Dr. Ludwig Hempel, Münster i. W., Sperllichstraße 69.

Pleistocene screes in Cyrenaica (Libya)

By R. W. HEY, Cambridge

With 2 figs.

Abstract: Northern Cyrenaica is an area of limestone hills with deep and narrow valleys. On the sides of these valleys are Pleistocene screes of two ages. The earlier are cemented and are interbedded with terraced gravels, the later are not cemented and have no associated terraces. Both series of screes can be correlated archeologically with the sequence in the cave of Haua Fteah, where a climatic succession has been obtained by HIGGS (1961). It is found that they correspond to two successive cold phases in the late Pleistocene. They are ascribed to frost-shattering, which would thus be indirectly responsible for the terraced gravels. An attempt is made to interpret these results in terms of temperature and rainfall.

Zusammenfassung: Nord-Cyrenaika besteht aus einem Gebiet von Kalksteinhügeln, welche von tiefen und schmalen Tälern durchsetzt sind. Auf den Abhängen dieser Täler finden sich Schuttdecken zweierlei Alters, wovon die älteren festverkittet und mit terrassiertem Kies wechselagern, während die jüngeren nicht verfestigt sind und keine zugeordneten Terrassen haben. Beide Schichten können archäologisch mit der Schichtfolge in der Haua Fteah-Höhle korreliert werden, wo HIGGS (1961) eine klimatische Folge nachgewiesen hat. Es wurde gefunden, daß die beiden Schichten zwei sukzessiven kalten Zeiten des Spätpleistozäns entsprechen. Die Gerölle werden dem Spaltenfrost zugeschrieben, welcher letzterer daher mittelbar für die terrassierten Kiese verantwortlich wäre. Es wird versucht, diese Resultate als abhängig von Temperatur und Niederschlag zu erklären.

Introduction

Much of northern Cyrenaica is occupied by the Gebel Akhdar, a mass of limestone hills rising to heights of more than 800 metres. On its north side it falls steeply to the sea, making a high and well-defined escarpment; this feature also continues round the west side of the Gebel, though here it gradually retreats further inland. At frequent intervals along the whole of its length the escarpment is notched by wadis, most of them dry at all times except for a few days of violent flooding each year. Perennial springs are rare, and only a few are copious enough to maintain a stream as much as a kilometre in length.

In these wadis and along the coastal escarpment various Pleistocene deposits are found, of which an account was given by me in MCBURNEY & HEY (1955). With regard to the non-marine deposits, I concluded that they belonged to two distinct phases of deposition, both subsequent to the Last Interglacial. First, much tufa and calcareous marl were laid down in some wadis, together with small amounts of gravel. The climate of this time I believed to have been wet and temperate. Then, after a period of down-cutting, great quantities of gravel were laid down, forming terraces in almost all the wadis and alluvial fans on the coastal plains. These, which I called the Younger Gravels, I attributed to frost-shattering under conditions much colder than those of today. Both series of deposits contained Levallouso-Mousterian artifacts, which were also found on top of the Younger Gravels.

Meanwhile, Dr. MCBURNEY had completed his excavations at Haua Fteah, a cave on the north coast in which deposition had been virtually continuous from before 50,000 B.P. down to Classical times. A full report on the cave has not yet been published, but in 1961 HIGGS put forward a climatic succession based largely upon his own analysis of the faunas. His climatic phases and their archaeological associations are given in Table 1, which also incorporates such radiocarbon dates as were then available.

Table 1.

Climatic and archaeological succession of Haua Fteah, after HIGGS (1961)

Dates B.P.	Climates	Archaeology
9,800 - 6,800	Somewhat wetter and cooler	Mesolithic
11,500 - 9,800	Warm and dry	Upper Palaeolithic
32,000 - 11,500	Cold, possibly wet	Upper Palaeolithic
43,000 - 32,000	Warm and dry	Upper Palaeolithic succeeding Levalloiso-Mousterian (changeover at c. 36,000 B. P.)
51,000 - 43,000	Cold, wetter than before	Levalloiso-Mousterian
Over 51,000	Warm and dry	Early Levalloiso-Mousterian

Some information on absolute temperatures was also provided by EMILIANI (in HIGGS, 1961), who carried out oxygen-isotope determinations on marine gastropods found in certain layers of the cave-deposits. He suggested that sea-water temperatures during the warm periods were much the same as today, but that during the cold periods they sank in winter at least as low as 8 degrees C. Finally, the lithology of the deposits provided what appeared to be one further climatic indication, for both cold periods were represented by layers with abundant angular fragments of limestone (McBURNEY, 1960, pp. 199-200, and personal information). This again suggested frost-shattering, implying winter conditions perhaps even more severe than those indicated by EMILIANI's results.

Up to a point, correlation with the wadi-deposits was easy. The tufaceous deposits had yielded artifacts which, according to Dr. McBURNEY, resembled those found in the cave in layers dated to about 50,000 B.P.; the deposits would thus denote an especially wet phase at the very beginning of the first cold period. The Younger Gravels, on the other hand, had artifacts which were less distinctive and which, according to the Haua Fteah time-scale, could have been made at any time between 50,000 and 36,000. Since the gravels could now more confidently be ascribed to frostshattering, it seemed at first that their obvious place was before 43,000, that is, within the first cold period. There was, however, another possibility: that debris loosened by frost might initially have remained in place, to be deposited only when the succeeding warm, dry conditions had led to the destruction of vegetation.

Other doubts, of a more fundamental kind, arose from the fact that no direct evidence for frost-shattering had been found outside the cave. The Younger Gravels themselves were indirect evidence, while the second cold period, so far as I knew, was represented in the wadis by no deposits whatever. A suspicion thus remained that the angular fragments in Haua Fteah might after all be the products, not of frost-shattering, but of some unknown and purely local process.

In the hope of resolving these uncertainties I revisited Cyrenaica in 1962. This has enabled me to reach certain conclusions which amplify those of HIGGS and which may, also, be of interest to geologists who are obliged to base climatic deductions solely upon lithological and morphological features, without help from fossils.

Most of my new observations were made on or near the coast between Derna and Susa (Apollonia) (Fig. 1). The escarpment here runs very close to the sea, and rises in places to over 500 metres. The bedrock consists almost entirely of very gently dipping limestones of Upper Cretaceous and Lower Tertiary age. They are typically fine-grained, massive and poorly jointed, and there is an almost total absence of incompetent beds, such as shale, which might induce slipping. As a result the lower reaches of the coastal wadis form deep, narrow, steep-sided gorges.

Younger Gravels and contemporary deposits

I had already noted that the Younger Gravels included, in addition to normal gravel and some mudflows, material "so angular as to be indistinguishable from scree" (McBURNEY & HEY, 1955, p. 74). A further examination showed that such material was even more abundant than I had supposed.

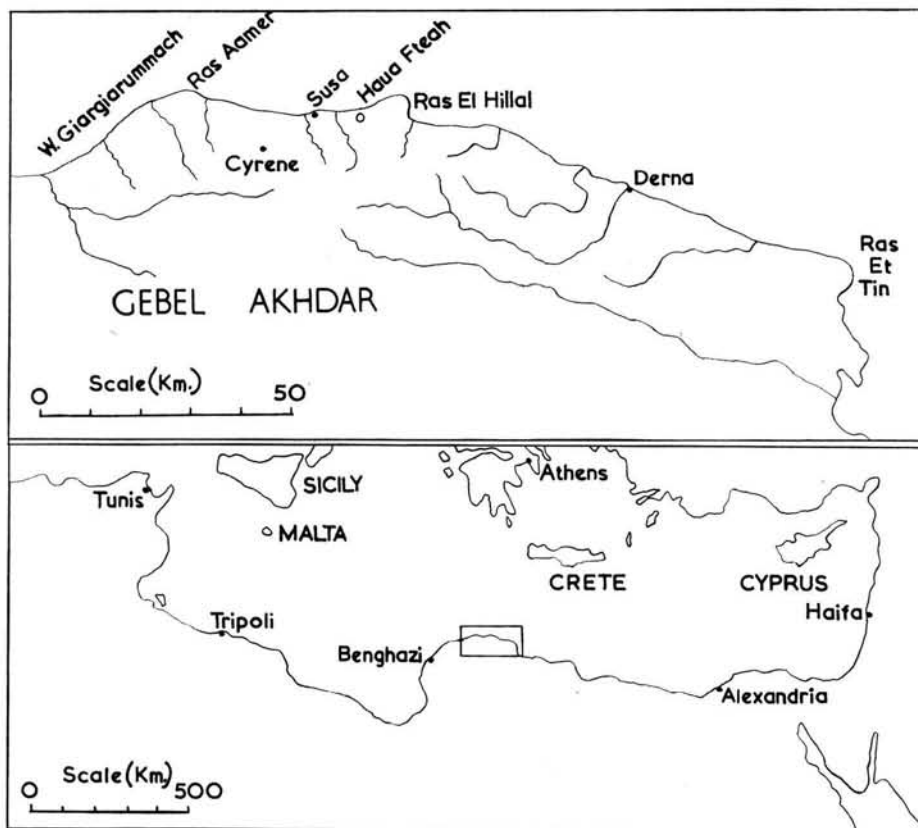


Fig. 1. Maps showing the area examined in 1962 (above) and its setting in the eastern Mediterranean (below).

At numerous points along the length of any wadi, sections of the terraced Younger Gravels showed intercalated beds of angular limestone fragments, each bed sharply distinct from the rounded gravels above and below but itself showing little or no internal stratification. Often there were several such beds in one section, and in a few places the entire terrace consisted of angular unbedded material from top to bottom.

Moreover, sections at right angles to the wadi-axes showed that these intercalations were in reality no more than the lower margins of great sheets of breccia, plastered against the sides of the wadis (Fig. 2a). These sheets were discontinuous and seldom more than a few metres thick, but could often be traced to great heights above the wadi-floors. The rock-fragments in the breccias were mostly between 25 and 100 millimetres across, though a few were much larger. Generally they lay in contact with one another, the interstices being filled with a compact, fairly hard matrix, full of impressions of rootlets. This was found to contain between 50 and 80% of calcium carbonate, the remaining material being a red or brown clay.

The distribution of the breccias gave a clear indication of their mode of formation. In the first place they were found only on slopes of 30 degrees or more, and for this reason were uncommon outside the gorge-like lower reaches of the wadis. Secondly, they were further restricted to positions directly below vertical cliffs, such as those formed by especially resistant beds of limestone. From this it was clear that they were simply con-

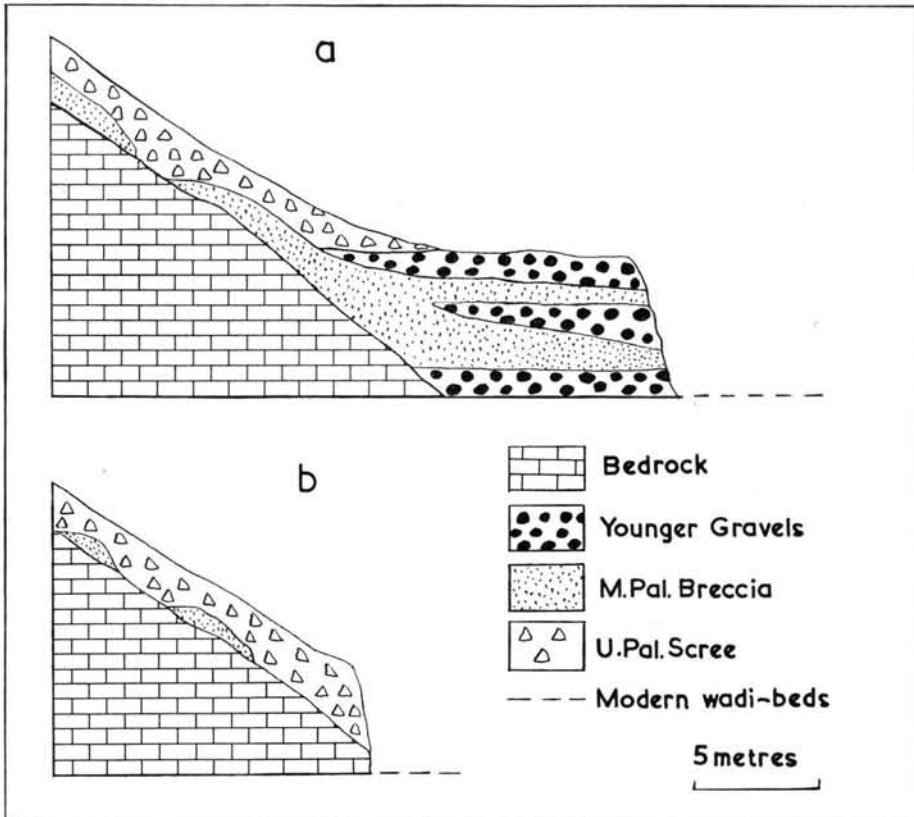


Fig. 2. Schematic sections showing the disposition of Pleistocene deposits in the wadis of northern Cyrenaica. (a) Younger Gravels forming a terrace, which is only partially covered by the later scree. (b) Younger Gravels absent, later scree descending to the wadi-bed.

solidated sheets of scree, formed in the usual manner by the disintegration of vertical "free faces" and not by any more general form of weathering.

Since the breccias were interbedded with gravels containing Middle Palaeolithic artifacts, a few being also found in the breccias themselves, there could be little doubt that they were the equivalents of the layers with angular rock-fragments in Haua Fteah, which represent the first cold period of HIGGS. This, then, was a time when disintegration was widespread, not merely confined to the cave. It occurred, moreover, at all altitudes, for some of the cliffs from which the breccias were derived stood less than 20 m. above sea-level, lower even than Haua Fteah itself. This was so, for example, in several minor wadis just west of Derna.

HIGGS had admitted (1961, p. 149) that the faunal evidence for his first cold period was not so good as for the second. Nevertheless, I could see no alternative to the conclusion that the disintegration was indeed caused by frost-action, effective even near present sea-level. Though this is perhaps a surprising conclusion for a country such as Libya, it will be remembered that the same suggestion was made by RAMSAY & JAMES GEIKIE as long ago as 1878 to account for cemented Pleistocene scree at Gibraltar, and has since been made many times elsewhere in the Mediterranean region.

As for the Younger Gravels, it was clear that they were deposited at the same time as the formation of the scree, and that the scree themselves had in fact provided most

of their material; evidently the supply of debris had far outstripped the transporting power of the streams. At times, indeed, this power must have been very great, for the gravels contain large boulders. Nevertheless, they contain no aquatic snails or other signs of perennial water, and it is therefore thought that the wadis at this time were occupied only by occasional floods, such as occur today.

Deposits later than the Younger Gravels

Many wadis were searched for deposits later than the Younger Gravels. Numerous fragments of a low alluvial terrace were, indeed, identified by Mr. VITA-FINZI, who was with me in 1962, but in his opinion these were all post-Classical. A few masses of tufa were also found which might have been late Pleistocene, but none compared in size with the great Middle Palaeolithic deposits of Wadi Derna and elsewhere.

On the sides of the wadis, however, I found other deposits which proved to be of greater interest. These were in the form of sheets of scree, often with an earthy matrix but never cemented. They resembled the breccias in their thickness of one or two metres and in the mean size of their rock-fragments, though in this case there was a greater abundance of boulders, several metres across, either imbedded in the scree or lying along its lower margin. Like the breccias, again, the screes occurred at all altitudes, and always beneath steep cliffs, and thus the two deposits were often found together. Where this was so the scree was always uppermost, but in general it was more continuous and more widespread than the breccia and often overlapped it on to solid rock. The upper surfaces of the screes formed slopes of about 30 degrees, very near the angle of rest, and were generally free from gullies or other signs of erosion.

I had noticed these screes before and had assumed them to be modern. I had also noticed, however, that they were often covered with vegetation and showed no convincing signs of being added to at the present day. Moreover, in 1948 I had collected artifacts from within a similar deposit at the mouth of Wadi Giargiarummach, and Dr. MCBURNEY had shown that these belonged to the Dabba culture of the Upper Palaeolithic. Even in this case I had suspected that the scree might still be modern, the artifacts being perhaps derived from some surface site higher up the slope.

In 1962, however, I found artifacts in many other places, both on and within the screes. The principal localities were the lower reaches of Wadi bu Msafer, Wadi en Naga and Wadi ben Gebara, respectively 5, 9 and 25 km. west of Derna, and a restricted area near the springs of Wadi Susa, 4 km. south of Susa. Of the 850 specimens collected very few were recognisable tools and most of these, according to Mr. HIGGS, appeared to be of Middle Palaeolithic types. Nevertheless, since the collection also included large numbers of blades, Dr. MCBURNEY advised me to make a statistical analysis of the specimens according to frequencies of lengths and of length-breadth ratios. This he had already done himself for the various industries of Haua Fteah, and had obtained very consistent results for each culture. My own results showed clearly that the majority of the artifacts from both within and upon the screes must be assigned to the Dabba culture, the few Middle Palaeolithic specimens having almost certainly been derived from the underlying breccias.

In Haua Fteah the Dabba culture, the earliest of the local Upper Palaeolithic, made its first appearance during the second warm period. Thereafter it continued throughout most of the second cold period, to be replaced by the Eastern Oranian only at about 15,000 B.P. Since the cave-deposits of this cold period, as of the first, are full of angular limestone fragments, I could only conclude that this was also the time when the loose screes were formed. The lack of erosion during the past 12,000 years is certainly remarkable, and especially so since the underlying breccias had been heavily eroded even before the screes were laid down. The most probable explanation is that the screes, being highly porous,

cannot support surface drainage, whereas the matrix of the breccias is more or less impermeable.

Once again, therefore, there was evidence for widespread disintegration during a known cold period, and again I had to conclude that frost-shattering was responsible. In this case, however, the results were different, for no terraces had formed in the wadis.

The reason for the difference emerged from a study of the lower margins of the scree. In a few places they descended almost to the present wadi-bed (Fig. 2b): this only increased the difficulty, for it showed that screeformation had been preceded by downcutting and that at least one important condition had existed for the formation of a second terrace. More commonly, however, the lower edge of the scree rested upon the surface of the terrace of the Younger Gravels, and where this was it often failed to cover more than a part of the width of the terrace (Fig. 2a). This showed that most of the scree could never have reached the wadi-beds, whereas the products of the first phase of disintegration had done so in sufficient quantity to provide the material for vast amounts of gravel.

In other words, the first cold period, though probably shorter than the second, must have produced many times as much debris. This in itself was an adequate explanation for the absence of a second Pleistocene terrace; it was not necessary to invoke either a greater contemporary flow of water or total removal of debris by subsequent erosion.

Since so little of the debris had been removed, it was often possible to make a rough estimate of the volume of rock lost during this period of disintegration by one particular cliff, and hence of the distance by which the cliff had receded. The estimated distances ranged from 1.6 to 6 metres, giving average rates of recession of from 0.08 to 0.3 millimetres a year. All these results were obtained from low-lying scree; higher values would presumably have been obtained at higher altitudes.

Discussion of climatic implications

Although the process of frost-shattering is still imperfectly understood, it seems generally agreed that there are two main climatic requirements: adequate precipitation, and temperatures oscillating on either side of freezing-point. Once these requirements are satisfied, the rate of disintegration will presumably depend partly on the amount of precipitation, partly on the frequency of frost-changes (oscillations of the temperature through freezing-point). The amplitude of the frost-changes must also be important, for the degree of frost will govern the depth to which the rocks will be penetrated in a given time.

With so many variables, any climatic interpretation of my estimated rates of disintegration can only be tentative. Moreover, such an interpretation will only be possible with a knowledge of modern weathering processes and climatic conditions in other areas which, besides being cold enough for frost-shattering, are also geologically similar to northern Cyrenaica. Fortunately there is at least one suitable area where such information is available. A. RAPP (1960) has carried out a study of this kind at Tempelfjorden, Spitsbergen, where the rocks resemble those of northern Cyrenaica both in their lithology and in their low dips, the only important difference being that they are apparently better jointed. Here he found extensive scree, lying, as in Cyrenaica, beneath vertical cliffs, and for the present rates of recession of these cliffs he obtained figures remarkably close to my own: 0.02 to 0.2 mm. a year.

The area where RAPP worked receives about 300 mm. of precipitation a year. In Cyrenaica, the annual rainfall at Derna is only 200 mm., but elsewhere on the coast of the Gebel Akhdar it is generally over 300 mm., while on the higher parts of the Gebel it rises to 600 and 700. During the cold periods the rainfall, according to HIGGS, may have been still higher, so that even Derna would have had a greater annual precipitation than

present-day Tempelfjorden. Though the effect of this would be reduced by a higher rate of evaporation, it seems reasonable to conclude that, with similar rates of disintegration, frost-changes on the Cyrenaican coast during the second cold period would have been somewhat fewer and of smaller amplitude than at Tempelfjorden today.

According to RAPP (1960, p. 18) frost-changes now occur at Tempelfjorden on an average of 59 days each year and their maximum amplitude is 5.5 degrees C. Thus, the lowlying Cyrenaican screes may not necessarily imply more than two months of moderate nightly frost each winter, with a January mean temperature perhaps a few degrees above zero. Even so, this represents a climate appreciably more severe than that of today, when the temperature at sea-level rarely falls below 7 degrees and the January mean temperature is about 14.

In Spitsbergen, of course, winter temperatures are so low that frost-shattering ceases altogether over long periods. It is conceivable that this was also the case in Libya, and this is certainly suggested by results obtained by EMILIANI (1955) from a deep-sea core collected some 550 km. east-north-east of Derna. Applying the oxygen-isotope method to planktonic foraminifera, he estimated that, at 17,200 B.P., summer surface-water temperatures in the eastern Mediterranean sank to 8 degrees C., some 20 degrees lower than they are today. These results have, however, been questioned by PARKER (1958, pp. 238-40). In any case so cold a climate would hardly have permitted the survival of animals such as the gazelle, which HIGGS shows to have been present throughout this time; it would also have induced phenomena such as cryoturbation, of which no traces have been found even on the highest parts of the Gebel.

For the first cold period no estimates of rates of disintegration can be made. Reasons have already been given, however, for believing that they were far higher than during the second. This was an unexpected conclusion, for PARKER, working on frequencies of foraminifera from deep-sea cores, agreed with EMILIANI that temperatures in the eastern Mediterranean were lower at about 17,000 B.P. than at any other time during the past 100,000 years (PARKER, 1958, Fig. 2; EMILIANI, 1955, Fig. 1). It can only be supposed that, during the first cold period, cracks in the rocks were more consistently filled with water than during the second; in other words, that the climate, though not so cold, was wetter. This would agree with the results of HIGGS, and with the fact that extensive tufa deposits are associated with the first cold period but not with the second. It also agrees with conclusions reached elsewhere in the Mediterranean region (e.g. BUTZER, 1958, pp. 101-2).

Finally, some consideration must be given to the matrix of the screes and breccias. Clay is the main constituent in the case of the breccias, the only constituent in the case of the screes, and is itself of doubtful origin. Since the limestone are mostly very pure it can hardly be a product of chemical weathering within the deposits; most probably it originated on the plateaux between the wadis and was washed or blown on to the scree-slopes during their formation.

The real point of interest is that only the older deposits are cemented. Since the water-table must always have been low in this region of cavernous limestone, the water by which the calcium carbonate was mobilised must have come from above, not from the underlying bedrock. The uniform cementing of the breccia suggests that it percolated slowly downwards from a uniform cover of vegetation, for which evidence exists in the form of rootlet-impressions. Rainfall must have been sufficiently heavy and frequent, during a part of each year, to keep the deposits damp without actually causing leaching; there must, at the same time, have been a definite dry season, to allow the calcium carbonate to be redeposited.

The process of cementing cannot have begun before the scree was stabilised. It must, on the other hand, have been completed long enough before the deposition of the later screes to have allowed some erosion to take place. The erosion itself may well have been

the result of destruction of vegetation during the intervening warm period; it is being continued today wherever the breccia is exposed. The cementing thus seems to represent a time at the end of the first cold period when the rainfall remained high even though frost-shattering had already ceased.

After the stabilisation of the later scree, the climate, as shown by the uncemented matrix, must have been relatively dry up to the present day. There are, indeed, some signs of incipient cementation, in the form of thin films of secondary calcium carbonate around many of the rock-fragments; these must denote a brief wet season, such as there is today. Again, the state of the matrix gives no direct indication of conditions during the accumulation of the scree. If, however, the former level of rainfall was again maintained for a time after the scree became stable, that level must have been very much lower than during the first cold period. This, of course, is a conclusion already reached on other and more convincing evidence.

Summary of conclusions

It will now be useful to summarise my conclusions concerning the climatic and physiographic history of northern Cyrenaica during the last 50,000 years.

Dates B.P.	Climatic and Geological events
About 50,000	Temperate and very wet, perhaps only for a few millennia. Deposition of tufa and calcareous marl in some wadis.
50,000 - 43,000	Cold; winters still very wet, summers probably dry. Active frost-shattering in winter, leading to formation of scree and re-deposition of much debris in the wadis as the terraced Younger Gravels. Scree cemented soon after their final stabilisation.
43,000 - 32,000	Warm and dry. Erosion of cemented scree, down-cutting in wadis, no deposition.
32,000 - 12,000	Cold; winters wetter than today but not so wet as in the previous cold period; summers probably dry. Frost-shattering less active than before, leading to scree-formation but not to deposition in wadis. No cementing of scree.
12,000 - present day	Generally warm and dry. Renewed down-cutting, no deposition.

Acknowledgements

I should like to thank Mr. R. G. GOODCHILD, of the Libyan Department of Antiquities, for his help during my last visit to Libya. I should also like to thank Dr. C. VITA-FINZI, who accompanied me and with whom I had many useful discussions. I am very grateful to Dr. MCBURNEY and Mr. B. W. SPARKS, for reading the paper in manuscript and making many valuable suggestions.

References

- BUTZER, K. W. (1958): Quaternary stratigraphy and climate in the Near East. - *Bonner geogr. Abhand.* 24, 157 pp.
- EMILIANI, C. (1955): Pleistocene temperature variations in the Mediterranean. - *Quaternaria* 2, pp. 87-98, Rome.
- HIGGS, E. S. (1961): Some Pleistocene faunas of the Mediterranean coastal areas. - *Proc. prehist. Soc.*, 27, pp. 144-154, London.
- MCBURNEY, C. B. M. (1960): *The Stone Age of Northern Africa*. - Pelican Books, 288 pp., London.
- MCBURNEY, C. B. M. and HEY, R. W. (1955): *Prehistory and Pleistocene geology in Cyrenaican Libya*. - Cambridge University Press, 315 pp., Cambridge.
- PARKER, F. L. (1958): Eastern Mediterranean foraminifera. - *Reports of the Swedish Deep Sea Expedition 1947-1948*, 8: Sediment cores from the Mediterranean Sea and the Red Sea, pp. 217-283.
- RAMSAY, A. C. and GEIKIE, J. (1878): On the geology of Gibraltar. - *Quart. Journ. geol. Soc. London* 34, pp. 505-541.
- RAPP, A. (1960): Talus slopes and mountain walls at Tempelfjorden, Spitsbergen. - *Norsk Polar-institutt Skrifter* 119, 96 pp., Oslo.

Manusk. eingeg. 15. 9. 1962.

Anschrift des Verf.: Dr. R. W. Hey, Cambridge, Sedgwick Museum.

Zur Verbreitung der Strukturböden und Wüsten in Island¹⁾

VON MARTIN SCHWARZBACH, Universität Köln

Mit 8 Abbildungen

Zusammenfassung. Aus Island sind u. a. Steinringe öfters erwähnt und beschrieben worden. Sie sind meist relativ klein und nicht an Dauerfrostboden geknüpft. Über ihre Verbreitung gibt es nur unvollständige und z. T. unrichtige Angaben. In den inneren Hochebenen sind „Pflasterböden“ häufig, aber Steinringe fehlen dort — wenigstens in sehr weiten Gebieten — ganz. Die Ursache liegt vor allem in dem sehr wasserdurchlässigen Substrat aus vulkanischen Tuffen und Laven; dazu kommt der relativ geringe Niederschlag. Der Wassermangel im Boden läßt Bodenfrosterscheinungen und die Bildung von Strukturböden zurücktreten.

Auf die gleiche Ursache geht die große Verbreitung der Wüsten in Island zurück, die (ohne die Gebirge) $\frac{1}{4}$ des Landes einnehmen. Die isländischen Wüsten sind vorwiegend edaphisch und nicht so sehr klimatisch bedingt. — Es wird eine Einteilung der Wüsten auf der Erde in heiße Wüsten, Kältewüsten und edaphisch bedingte Wüsten gegeben.

Summary. Stone-rings (and other patterned ground) found in Iceland have often been described. They are mostly relatively small and not caused by permafrost. Their distribution is known only incompletely. Stone-pavements are frequently found in the interior highlands, but there are no stone-rings at least in the rather extended areas which I was able to inspect. The cause is to be sought in the very permeable ground (volcanic tuffs and lavas), combined with the relatively small precipitation.

The same cause holds good for the wide distribution of deserts in Iceland. They occupy $\frac{1}{4}$ of the whole island (mountains not included). The Icelandic deserts result principally from edaphic — and not so much climatic — conditions. — As a conclusion the paper suggests a division of the deserts of the earth into hot deserts, cold deserts and edaphically caused deserts.

Résumé. On a décrit beaucoup de sols polygonaux (et d'autres sols périglaciaires) d'Islande. En general, ils sont relativement petits et on ne les trouve pas sur du pergélisol (qui n'existe d'ailleurs pratiquement pas en Islande). On ne connaît que très incomplètement leur distribution. Dans les plaines intérieures, on trouve souvent des dallages de pierres, mais pas de sols polygonaux (aux moins dans des régions très étendues). Il faut en chercher la cause surtout dans le très perméable substrat de tufs et de laves volcaniques à qui s'ajoute une précipitation restreinte.

La même cause est responsable de l'extension très grande des déserts en Islande. Ils couvrent (excepté les montagnes) $\frac{1}{4}$ de toute l'île. Les déserts islandais sont dus principalement à des causes édaphiques et non pas à des causes climatiques. — Nous proposons une division des déserts de la terre en déserts chauds, déserts froids et déserts à base édaphique.

INHALT

Einleitende Bemerkungen
Zur Erforschungs-Geschichte der isländischen Strukturböden
Zur Verbreitung der Steinringe
Pflasterböden
Zur Verbreitung der Wüsten in Island
Definition und Einteilung der Wüsten auf der Erde
Schlußbemerkung
Dank
Schriftenverzeichnis.

Einleitende Bemerkungen

In Island kann man an zahlreichen Stellen Strukturböden sehen. Im folgenden werden einige Angaben über ihre Verbreitung mitgeteilt. Ich bemerke, daß es sich um Beobachtungen handelt, die ganz nebenbei gewonnen wurden; das Thema soll also nicht etwa erschöpfend behandelt werden. Eine vollständige Karte der Strukturböden könnten wohl

¹⁾ Vortrag, gehalten auf der Hauptversammlung der Deutschen Quartärvereinigung am 23. September 1962 in Nürnberg.

überhaupt nur isländische Kollegen geben. Trotzdem ergeben sich vielleicht auch aus meiner fragmentarischen Darstellung einige neue Gesichtspunkte für weitere Arbeiten auf diesem Gebiet.

In Island findet man von „Strukturböden“ im weitesten Sinne vor allem:

1. Auf Weidegelände die Grashügel der Thufur. Über ihre Beziehungen zu den „Bülten“ der Alpen hat soeben S. MÜLLER (1962) eine Studie veröffentlicht.

2. Großmaschige Spaltennetze von der Größenordnung einiger 10 m; sie werden als Reste von Tundrapolygonen gedeutet (vgl. z. B. BOUT, CORBEL etc. 1955, S. 492; DERRUAU 1962, pl. 19 A).

3. Steinringe und (auf geneigtem Gelände) Steinstreifen.

Nur von den Steinringen („Polygonalböden“) und den von ihnen abgeleiteten Steinstreifen soll im folgenden die Rede sein. Einen Eindruck von diesen Gebilden vermitteln Abb. 1—3. Sie haben meist Durchmesser von nur einigen dm, sind also relativ klein. Sie sind nicht an Dauerfrostboden gebunden; Island hat heute höchstens ganz lokal ständig gefrorenen Boden (vgl. z. B. S. THÓRARINSSON 1951). Vor 50—60 Jahren war das offenbar wenigstens stellenweise etwas anders, wie sich aus Angaben von THORODDSEN (1913) ergibt. Aber da die mittleren Jahrestemperaturen in Reykjavik für die Jahre 1901—1930 $+4.5^\circ$ betragen und sie in anderen Orten nicht viel tiefer liegen, kann auch damals die Verbreitung nicht sehr groß gewesen sein.

Zur Erforschungs-Geschichte der isländischen Strukturböden

Die Erforschung der Strukturböden ist in Island — wie in andern Gebieten der Erde — durch die Spitzbergen-Exkursion des Internationalen Geologenkongresses 1910 in Gang gekommen. SPETHMANN und THORODDSEN berichteten 1912 und 1913 wohl als Erste speziell darüber, und später hat eine ganze Reihe von Islandreisenden entsprechende Beobachtungen mitgeteilt, meist nur beiläufig, doch z. T. auch als Grundlage für grundsätzliche Ausführungen über die Genese der Steinringe (z. B. POSER 1931, STECHE 1933, RUTTEN 1951, BOUT 1953). Abbildungen von isländischen Steinringen finden sich ferner u. a. bei HAWKES 1924, BOUT, CORBEL etc. 1955, VÁLEK 1959, JUX 1960, SCHWARZBACH 1961, S. MÜLLER 1962.



Abb. 1. Kleine Steinringe am Südhang des Kikafell bei Brjánslaekur, NW-Halbinsel, 330 m ü. NN. Fot. W. FRIEDRICH, 17. 8. 1962.



Abb. 2. Größere Steinringe am Vatnsdalvatn bei Brjánslaekur, NW-Halbinsel, ca. 10 m ü. NN. Der weiße Strich im Vordergrund ist ein 2 m langer Zollstock. Fot. W. FRIEDRICH, 5. 8. 1962.

Dagegen gibt es nur recht unvollständige Angaben über die Verbreitung der Steinringe in Island. S. THÓRARINSSON (1951) klassifizierte sie nach der Höhenlage (Durchmesser von 20—80 cm in Küstenebenen und Talauen, 60—200 cm auf den Inlandplateaus in 400—800 m Höhe, 2—10 m und entsprechend tiefgründig auf den Basaltplateaus in 600—1000 m). Doch fand er bald (1953) selbst Ausnahmen und zeigte damit, daß diese Einteilung zu schematisch ist (vgl. auch Abb. 1 und 2!). C. TROLL hat 1944 in seiner grundlegenden Übersicht der Strukturböden auf der Erde versucht, auch die Verbreitung der Steinringe in Island darzustellen und zu deuten. Er konnte sich dabei nur auf wenige Literatur-Angaben stützen und verglich die kleinen Steinringe wohl richtig mit denen der



Abb. 3. Steinstreifen auf leicht geneigtem Hang über postglazialer Lava, ca. 100-150 m ü. NN. Südöstlich von Reykjavik. Maßstab: Buch. Fot. SCHWARZBACH, 10. 9. 1958.

tropischen Hochgebirge; aber seine Annahme, daß in den inneren Hochländern große Ringe vorkommen, und daß diese ebenso entstanden seien wie die Dauerfrost-Steinringe Spitzbergens usw., erweist sich als nicht richtig, wie schon S. THÓRARINSSON (1951) klar-gestellt hat (vgl. auch E. M. TODTMANN 1957, S. 274).

BOUÏ, CORBEL etc. (1955) gaben sogar ein Kärtchen der Verbreitung, doch es ist lückenhaft, und die Häufung der Steinring-Signatur im SW ist wohl hauptsächlich dadurch bedingt, daß alle Islandreisenden in Reykjavik gewesen sind, also besonders viel Beobachtungen von dort mitgeteilt wurden.

Den gleichen subjektiven Akzent trägt das Nebenkärtchen ihrer Fig. 7, das die Seismizität Island darstellt (CORBEL hat die Meinung zu begründen versucht, daß ein Faktor für die Stein-sortierung die Erschütterungen durch Erdbeben seien); aus Reykjavik (wo beinahe die Hälfte der isländischen Bevölkerung wohnt!) liegen naturgemäß viele makroseismischen Beobachtungen vor, aber die instrumentellen Registrierungen aus jüngerer Zeit zeigen eine ebenso starke oder stärkere Seismizität auch an anderen (vielfach unbewohnten) Stellen der Insel. Damit entfällt natürlich diese Erdbebenkarte CORBEL's auch als Beweis für seine auch sonst unwahrscheinliche Hypothese.

Schließlich hat sich auch M. G. RUTTEN (1951) mit der Verbreitung der isländischen Strukturböden befaßt. Obgleich man seiner Hypothese über die Entstehung von Steinringen (= Thufur, deren Vegetation zerstört ist) wohl höchstens für ganz vereinzelte Fälle zustimmen kann, hat er doch richtig erkannt, daß in vielen „Sander-Gebieten“ Steinringe fehlen, obgleich man sie eigentlich erwarten sollte. S. THÓRARINSSON (1951) hat dasselbe hervorgehoben.

Zur Verbreitung der Steinringe

Auch mir fiel das, was THÓRARINSSON und RUTTEN über die Verbreitung beobachteten, schon bei meiner ersten Island-Reise 1954 auf. Noch viel mehr aber kam es mir zum Bewußtsein, als ich 1962 als Gast einer Exkursion schwedischer Quartärgeologen (mit den Kollegen S. FLORIN-Uppsala und C. G. WENNER-Stockholm) eine Woche lang große Strecken des wüstenhaften Inner-Islands kennenlernte. Die Leitung der Exkursion hatte S. THÓRARINSSON. Die Route führte über Landmannalaugar zum westlichen Vatnajökull (Jökulheimar), am Tungnafellsjökull vorbei zum Nordrand des Vatnajökull (Dyngjajökull) und über die Askja und den Myvatn nach Akureyri. Ich habe auf dieser ganzen Fahrt kaum richtige Steinringe gesehen, obgleich ich besonders darauf achtete.

Die Ursachen dafür, daß augenscheinlich im Innern Islands über sehr weite Strecken Steinringe fehlen, können in klimatischen Verhältnissen oder in Eigenheiten des Substrats liegen. Aber das Klima ist von dem der Küstengebiete nur unwesentlich verschieden, soweit man die Temperaturen betrachtet. Wohl ist es etwas kühler, aber die Zahl der Frostwechseltage (die vor allem C. TROLL zur Erklärung der kleinen Steinringe heranzog), kann kaum grundlegend anders sein. Nach Angaben, die mir das Isländische Wetteramt freundlichst zur Verfügung stellte, hatte Reykjavik in den Jahren 1959—60 jährlich 71, Akureyri 89 Frostwechseltage. — Auch an einen Einfluß der Schneedecke wäre zu denken²⁾. Gleichfalls nach Angaben des Isländischen Wetteramtes hatte im Mittel der Jahre 1951—60 Reykjavik jährlich 65 Tage mit vollständiger Schneedecke, Sandur i Adaldal (nordöstlich von Akureyri) 111 Tage. Adaldal ist zwar nicht repräsentativ für die inneren Hochländer, aber wie die Zahlen zeigen, bestehen immerhin deutliche Unterschiede zwischen den einzelnen Orten.

Die Zusammensetzung der Böden³⁾ — bisher kaum im Detail untersucht — kann schon deswegen kleine Unterschiede aufweisen, weil die Schuttdecken West- und Ost-

²⁾ J. BÜDEL wies in einer Diskussionsbemerkung zu meinem Vortrag in Nürnberg auf die Bedeutung der Schneedecke hin.

³⁾ Unter Böden sind im folgenden (wie in der guten Übersicht, die Björn JÓHANNESON 1960 gegeben hat), alle oberflächlichen Lockerbildungen verstanden; sie zeigen in Island — im Gegensatz zu den wirklichen Böden etwa unserer Breiten — meist keine Beziehungen zu einer Vegetationsdecke.

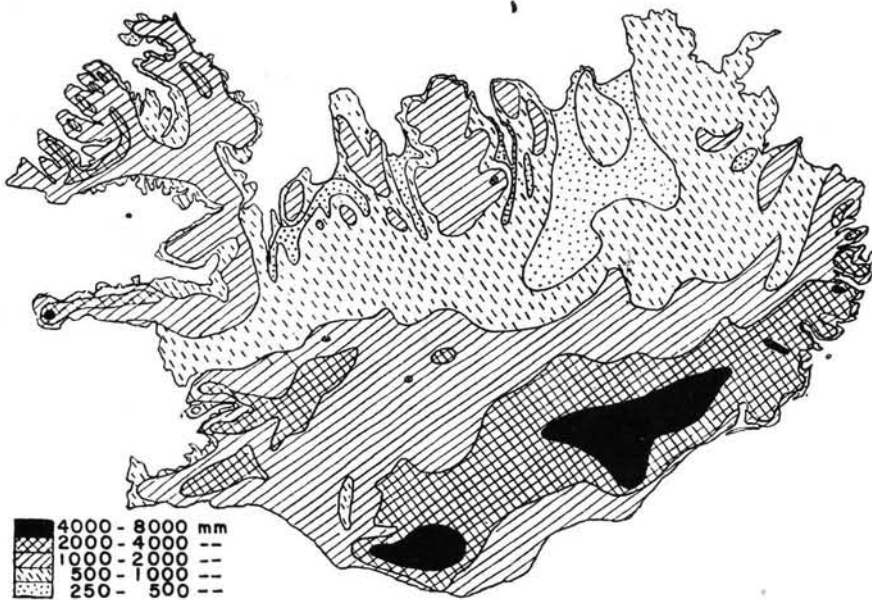


Abb. 4. Jährlicher Niederschlag in Island. Nach P. BERGTHÓRSSON aus B. JÓHANNESSEN (1960).

Islands vor allem von tertiären Basalten abzuleiten sind; sie können daher auch Komponenten einer tertiären Verwitterung enthalten, und diese hat sicherlich wesentlich mehr tonige Bestandteile geliefert als die Verwitterungsvorgänge des Eiszeitalters. Aber es gibt z. B. auch bei Reykjavik ganz junge Tuffe mit ausgezeichneten Steinringen. Es müssen also andere Faktoren hinzutreten. Ich möchte sie zum ersten darin sehen, daß in Inner-Island sehr durchlässige Böden weit verbreitet sind; junge vulkanische Tuffe und Lavadecken spielen die vorherrschende Rolle. In ihnen versickert das Wasser sehr rasch. Infolgedessen kann der Bodenrost nur wenig wirksam werden, und der Auftauboden trocknet schnell aus. Schon THORODDSEN (1913) hat auf die Bedeutung des durchlässigen Bodens hingewiesen, ebenso E. M. TODTMANN (1957).

Als zweiter Faktor kommt der geringe Niederschlag in Inner-Island hinzu (vgl. auch BOUT, CORBEL etc. 1955, S. 502 ff.). Der jährliche Niederschlag erreicht an der Südküste fast 3000 mm (Niederschlagsmengen bis 8000 mm, die die Karte Abb. 4 nach P. BERGTHÓRSSON angibt, erscheinen nicht glaubwürdig). Aber nördlich vom Vatnajökull sinken die Werte auf unter 500 mm.

Beide Faktoren wirken in derselben Richtung und müssen — vor allem wenn sie kombiniert auftreten wie in Inner-Island — für Solifluktionserscheinungen ganz andere Bedingungen schaffen als z. B. vielfach in West-Island.

Es ist bemerkenswert, daß auch in den ariden hochpolaren Gebieten (z. T. mit Jahresmitteln von -12 bis -15°C und 60 mm Niederschlag), d. h. in den echten Kälte-wüsten, Strukturböden stark zurücktreten, wie W. E. DAVIES (1961) gezeigt hat.

Pflasterböden

Während man also eine polygonale Sortierung in Inner-Island immer wieder vermißt, beobachtet man in weiter Verbreitung Pflasterböden (französisch: dallages). Mit diesem Namen bezeichnete SALOMON-CALVI (1929) ganz treffend die dichten, flachen Steinpflaster, die man z. B. aus Spitzbergen und den Alpen beschrieben hat (vgl. auch H. PHILIPP



Abb. 5. Zusammenhängende Lava (Helluhraun) löst sich in ein lockeres Steinpflaster auf. Südlich Ljósufjöll (zwischen Thórisvatn und Vatnajökull). Keine polygonale Sortierung.

Fot. SCHWARZBACH, 21. 7. 1962

1914, KINZL 1928, POSER 1931, CAILLEUX & TAYLOR 1954, BOUT, CÔRBEL etc. 1955, VÁLEK 1959, ferner allgemein MEINARDUS 1930, S. 75 ff.). Die ziemlich eckigen Steine haben meist Größen von einigen cm, aber auch bis zu mehr als dm und liegen \pm dicht nebeneinander.

Schon H. PHILIPP (1914) hat die Ähnlichkeit mit der Hamada und den Grus- oder Kiesdecken (Serir) der heißen Wüsten betont (über diese besonders H. MORTENSEN 1930). Dort wie in Island wird die Ausblasung von Feinmaterial aus einer Schuttdecke durch den Wind eine wichtige Rolle spielen. Auf der neuen Bodenkarte von Island sind die Pflasterböden von B. JÓHANNESSON denn auch als lag-gravel bezeichnet.

Man kann gelegentlich sehen, wie sich flache Lavarücken nach den Seiten hin allmählich in einen solchen Pflasterboden auflösen (Abb. 5). Meist freilich lassen sich solche Zusammenhänge nicht erkennen (Abb. 6). Dagegen beobachtet man immer wieder unter dem



Abb. 6. Pflasterboden aus dicht gepackten Steinen. Bei Jökulheimar, vor dem westlichen Rand des Vatnajökull. Keine polygonale Sortierung.

Fot. SCHWARZBACH, 21. 7. 1962.

oberflächlichen Pflaster \pm steinfreien Feinboden⁴). Wie diese ausschließlich vertikale Sortierung zustandekommt, müßte wohl noch genauer untersucht werden. Man wird zwar an das bekannte „Ausfrieren“ von Steinen denken, doch bleibt es dann auffällig, daß gar keine polygonale Sortierung in der horizontalen Ebene erfolgte.

Übrigens zeigen die heißen Wüsten auch zu diesem vertikalen Profil eine Parallele, denn „Staub unter Hamada ist sehr häufig“ (MORTENSEN 1930, S. 467). Hier spielen freilich solifluidale Vorgänge bestimmt keine Rolle; es handelt sich um eine „Konvergenz-Erscheinung“.

Zur Verbreitung der Wüsten in Island

Eben wurden schon Erscheinungen in den heißen Wüsten zum Vergleich herangezogen. Auch die Verbreitung der Wüsten in Island zeigt auffallende Zusammenhänge mit dem Vorkommen oder genauer: Nicht-Vorkommen der Strukturböden.

Wüstenhafte (d. h. ganz oder fast ganz vegetationsfreie) Gebiete sind im Inneren Islands sehr weit verbreitet. Selbst wenn man die Gebirge abrechnet, die z. T. auch dazu gehören, sind immer noch ca. 30 000 km² (d. h. beinahe 30% der Insel) wüstenhaft (Abb. 7—8). Der Eindruck, den die isländischen Wüsten auf den Reisenden machen, ist mehrfach (so von KNEBEL und RECK) eindringlich geschildert worden; schon Robert BUNSEN nannte sie 1846 „wahrhaft schauerlich“. Aber sonst hat man sie wenig beachtet und sie ihrer Entstehung nach allenfalls nebenbei als „Kältewüsten“ abgetan. Das ist eine irreführende Eingliederung.

Ich will hier nicht näher auf die ausgedehnte Diskussion über die Abgrenzung der Wüsten allgemein eingehen. Wenn man jedoch das völlige oder fast völlige Fehlen von Vegetation auch auf wenig bewegtem weiten Gelände als wesentliche Eigenschaft ansieht, so können es die Wüsten Islands mit der Sahara durchaus aufnehmen (vgl. die Definition im nächsten Abschnitt!).



Abb. 7. Landschaftsbild einer isländischen Wüste. Nördlich Vatnaöldur (zwischen Myrdals- und Hofsjökull). Die Oberfläche wird von grauschwarzem, basaltischem Sand und Kies gebildet. Ein kleiner Busch von *Armeria vulgaris* ist, soweit das Auge reicht, die einzige Pflanze.

Fot. SCHWARZBACH, 21. 7. 1962.

⁴) S. THÓRARINSSON hat mich auf der eingangs erwähnten Exkursion von 1962 mehrfach auf diese Erscheinung hingewiesen.

In den heißen Wüsten ist es die hohe Temperatur in Verbindung mit dem sehr geringen Niederschlag, die das Fortkommen der Pflanzen verhindert; in den nicht häufigen wirklichen Kältewüsten der Polargebiete wie in Peary-Land (vgl. FRISTRUP 1953) oder den „Oasen“ der Antarktis (z. B. AWSJUK, MARKOW, SCHUMSKIJ 1956, NICHOLS 1963) sind es die sehr tiefe Temperatur, geringer Niederschlag und die Heftigkeit der Winde. In Island jedoch ist es in erster Linie weder die Temperatur — die zwar nicht sehr hoch ist, aber ja in den Küstengebieten eine ansehnliche Vegetation ermöglicht — noch zu geringer Niederschlag; denn selbst nur 250 mm (meist aber über 500 mm) sind bei diesen relativ kühlen Temperaturen eine ganz erhebliche Menge. Die Hauptursache liegt vielmehr im Boden, der alles Wasser verschluckt und nur besonders anspruchslosen und angepassten (z. B. mit sehr langen Wurzeln versehenen) Pflanzen ein kümmerliches Dasein ermöglicht. *Armeria vulgaris*, *Silene maritima*, *Silene acaulis* u. a. sind da zu erwähnen. Die Wüsten Islands sind also nur beschränkt klimatisch⁵⁾, im wesentlichen aber edaphisch bedingt. Es sind Wüsten, in denen paradoxerweise Regen und Schnee nicht viel seltener sind als bei uns.

Für diesen Typ der edaphisch bedingten Wüsten dürften die isländischen sogar die besten Beispiele auf der Erde bieten. Es ist merkwürdig, daß bisher kaum jemand darauf hingewiesen hat. Auch Erich KAISER, der 1928 den „edaphisch bedingten geologischen Vorgängen und Erscheinungen“ eine besondere Untersuchung widmete, kennt einen entsprechenden Wüsten-Typ nicht. In der gut (aber etwas spitzfindig) durchdachten Landschaftsgliederung PASSARGE's erscheint Island unter den Kältesteppe.

Definition und Einteilung der Wüsten auf der Erde

Wir kommen damit zu einer allgemeinen Einteilung der Wüsten auf der Erde, wie sie in der Tabelle dargestellt ist. Wir gehen dabei von folgender Definition der Wüsten aus:

„Wüsten sind größere und zusammenhängende, nicht von Wasser oder Eis bedeckte Gebiete der Erdoberfläche, die ständig keine oder fast keine Vegetation tragen.“

Tabelle

Einteilung der Wüsten

1. Wüsten des sommerheißen trockenen Klimas (eigentliche, vollaride Wüsten, heiße Wüsten)
Niederschlag sehr gering, Temperaturen mindestens im Sommer sehr hoch, im Winter z. T. ziemlich tief; Verdunstung sehr hoch. — Hochdruckgebiete der Subtropen und im Innern der Kontinente; ferner an tropischen und subtropischen Küsten mit kaltem Aufquellwasser.
2. Wüsten des nivalen Klimas (Kältewüsten)
Niederschlag z. T. gering, Temperaturen sehr tief (Jahrestemperatur $<0^{\circ}$), Verdunstung z. T. hoch. — Vor allem einzelne gletscherfreie polare Gebiete.
3. Wüsten des humiden Klimas (edaphisch bedingte Wüsten)
Niederschlag normal, Temperaturen kühl-gemäßigt; Untergrund sehr durchlässig. — Vulkanische Gebiete kühlen Klimas mit ausgedehnten Lava- und Tuffdecken⁶⁾.

5) Der Einfluß des (kühlen) Klimas liegt darin, daß der Pflanzenwuchs nicht so üppig ist wie in wärmeren Breiten, und daß die chemische Verwitterung mit ihren günstigen Einflüssen auf die Bodenbildung stark zurücktritt. In diesem Zusammenhang ist beachtlich, daß der Vesuv-Gipfel — durch den Ausbruch von 1944 in einer temporäre „Wüste“ verwandelt — heute schon wieder einzelne höhere Pflanzen bis hinauf zum Krater-Rand zeigt, Moose sogar im Krater (dort allerdings, soweit ich sah, an Fumarolen-Austritte gebunden; eigene Beobachtungen am 30. 9. 1962). — Ein klassisches Beispiel für die schnelle Bewachsung im warm-feuchten Klima bietet der Krakatau.

6) Die kahlen Hänge einzelner stehender tätiger Vulkane wird man wegen ihrer beschränkten räumlichen Ausdehnung im allgemeinen nicht zu den eigentlichen „Wüsten“ rechnen. Soweit sie in feuchten wärmeren Klimaten liegen, bewachsen sie zudem relativ schnell (vgl. Fußnote 5).

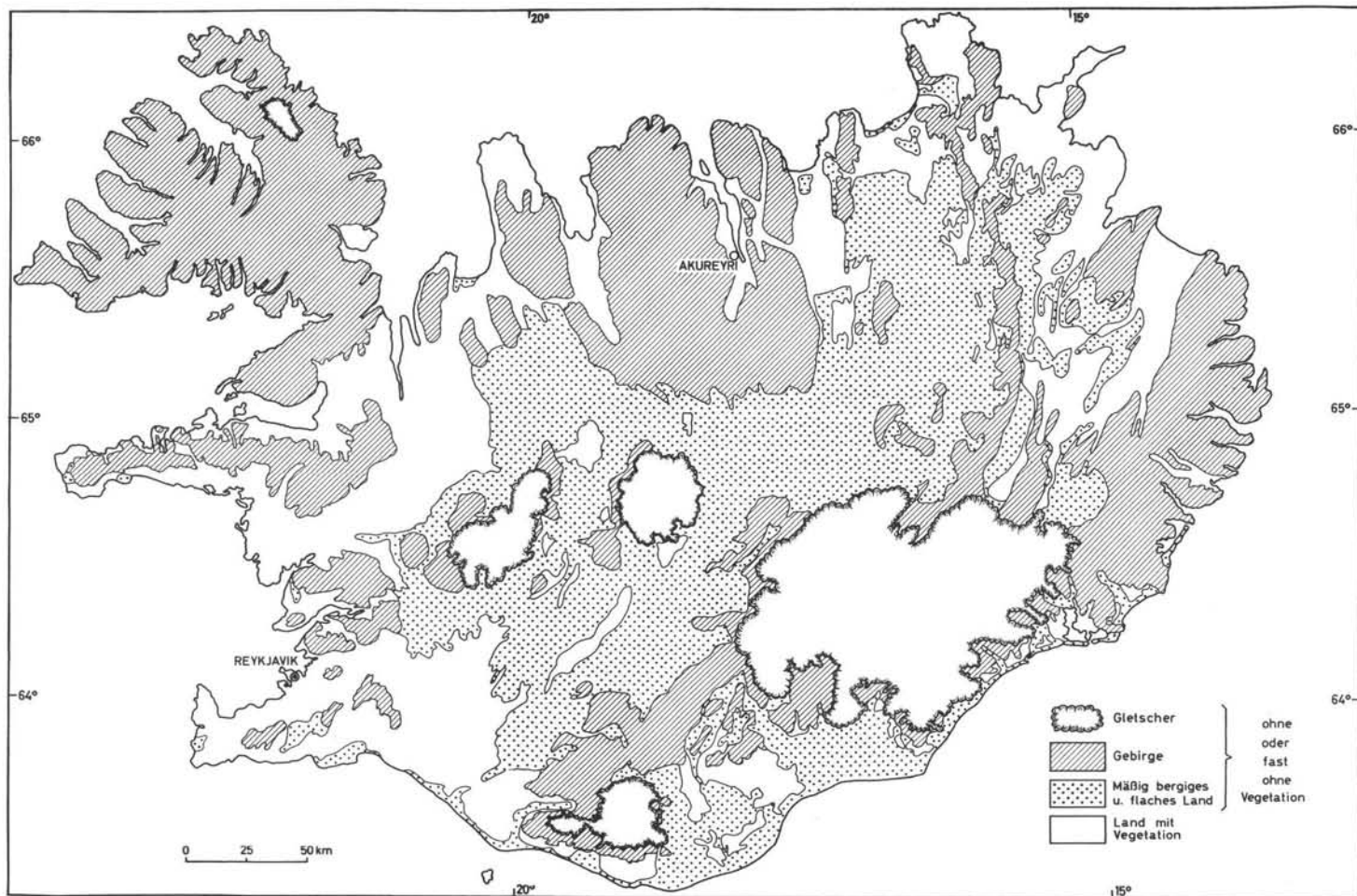


Abb. 8. Verbreitung der Wüsten in Island. Nach der Bodenkarte 1 : 750 000 von B. JÓHANNESSON gezeichnet. Die Wüsten nehmen fast $\frac{1}{4}$ des ganzen Landes ein.
Zeichnung: Dr. G. SCHULTZ.

Schlußbemerkung

Die Verbreitung der Wüsten deckt sich in Island, wie wir sahen, mindestens in weitem Umfang mit der Verbreitung der Gebiete, in denen Strukturböden (vor allem Steinringe) fehlen. Es ist offenbar der gleiche, durch die vulkanischen Gesteine besonders begünstigte Wassermangel im Boden, der sowohl den Pflanzenwuchs unmöglich macht oder erschwert, als auch für das Fehlen oder Zurücktretten der Bodenfrosterscheinungen verantwortlich gemacht werden muß. Nicht nur manche Wüsten, sondern, wenn man so will, auch die Strukturböden sind edaphisch bedingt; das Klima ist nicht der einzige maßgebende Faktor.

Dank. Ein großer Teil der Beobachtungen wurde auf Reisen gemacht, bei denen ich mich der sachkundigen Führung isländischer Fachgenossen erfreute. Besonders habe ich Jóhannes ÁSKELSSON †, Prof. Trausti EINARSSON und Dr. Sigurdur THÓRARINSSON zu danken.

Schriftenverzeichnis

- AWSJUK, G. A., MARKOW, K. K. & SCHUMSKIJ, P. A.: [Kältewüste in der Antarktis]. - Isw. Akad. Nauk SSSR, Ser. Geogr., 16-25, Moskau 1956 (Russ.)
- BOUT, P.: Etudes de géomorphologie dynamique en Islande. - Expéd. polaires franç., Actual. sci. et industr., 1197, 1-219, Paris 1953.
- BOUT, P., CORBEL, J., DERRUAU, M., GARAVEL, L. & PÉGU, Ch. P.: Géomorphologie et glaciologie en Islande centrale. - Norois, 8 (2), 463-574, Poitiers 1955.
- BÜDEL, J.: Die Frostschutt-Zone Südost-Spitzbergens. - Colloqu. Geogr., 6, 1-105, Bonn 1960.
- CAILLEUX, A. & TAYLOR, G.: Cryopédologie. - Expéd. polaires franç., Actual. sci. et industr., 1203, 208 S., Paris 1954.
- CORBEL, J.: Sols polygonaux et "terrasses marines" du Spitzberg. - Rev. Géogr. Lyon, 29, 1-28, Lyon 1954.
- DAVIES, W. E.: Surface features of permafrost in arid areas. - Folia Geogr. Danica, 9, 48-56, Kobenhavn 1961, und in: G. O. RAASCH, Geology of the Arctic, II, 981-987, Toronto 1961.
- DERRUAU, M.: Précis de géomorphologie. 3. Aufl. - 413 S., Paris 1962.
- FRISTRUP, B.: High Arctic deserts. - Congr. Géol. Intern. 19, Alger, VII, 91-99, Alger 1953.
- JÓHANNESSON, B.: The soils of Iceland. - Univ. Research Inst., Dept. Agricult. Rep., B, 13, 1-140, Reykjavik 1960.
- JUX, U.: Zur Geologie des Vopnafjord-Gebietes in Nordost-Island. - Geologie, Beih., 28, 1-57, Berlin 1960.
- HAWKES, L.: Frost action in superficial deposits, Iceland. - Geol. Mag., 56, 509-513, London 1924.
- KAISER, E.: Über edaphisch bedingte geologische Vorgänge und Erscheinungen. - Sitz.Ber. Bayr. Akad. Wiss., Math.-nat. Abt., 37-70, München 1928.
- KINZL, H.: Beobachtungen über Strukturböden in den Ostalpen. - Peterm. Geogr. Mitt., 74, 261-265, Gotha 1928.
- KNEBEL, W. v. & RECK, H.: Island. - 290 S., Stuttgart 1912.
- MEINARDUS, W.: Arktische Böden. - Hdb. Bodenlehre (ed. E. BLANCK), III, 27-96, Berlin 1930.
- MORTENSEN, H.: Die Wüstenböden. - Hdb. Bodenlehre (ed. E. BLANCK), III, 437-490, Berlin 1930.
- MÜLLER, S.: Isländische Thufur und alpine Buckelwiesen - ein genetischer Vergleich. - Nat. u. Mus., 92, 267-274, 299-304, Frankfurt 1962. - - Der Boden - unsere Lebensgrundlage. 11. Der Bodenfrost. - Kosmos, 58, 542-545, Stuttgart 1962.
- NICHOLS, R.: Geological features demonstrating aridity of Mc Murdo Sound area, Antarctica. - Vortrag: Paleoclimates Conference, Newcastle, Januar 1963 (auch: Am. J. Sci., 261, 20-31, New Haven 1963).
- NIELSEN, N.: Contributions to physiography of Iceland. - Danske Vid. Selsk. Skrift., Nat. Mat. Afd., 9, IV, 5, 183-297, Kobenhavn 1933.
- PASSARGE, S.: Vergleichende Landschaftskunde. 2. Kältewüsten und Kältesteppen. - 163 S., Berlin 1921.
- PHILIPP, H.: Ergebnisse der W. Filchner'schen Vorexpedition nach Spitzbergen 1910. Geologische Beobachtungen. - Peterm. Mitt., Erg.-H., 179, 13-46, Gotha 1914.
- POSER, H.: Beiträge zur Kenntnis der arktischen Bodenformen. - Geol. Rdsch., 22, 200-231, Stuttgart 1931.
- RUTTEN, M. G.: Polygon soils in Iceland. - Geol. en Mijnb., 13, 161-167, s'Gravenhage 1951.
- SALOMON-CALVI, W.: Arktische Bodenformen in den Alpen. - Sitz.Ber. Heidelberger Akad. Wiss., Math.-nat. Kl., 1-31, Berlin-Leipzig 1929.

- SAMUELSSON, C.: Studien über die Wirkungen des Windes in den kalten und gemäßigten Erdteilen. - Bull. Geol. Inst. Upsala, 20, 55-230, Uppsala 1926.
- SCHENK, E.: Die Mechanik der periglazialen Strukturböden. - Abh. hess. Landesamt f. Bodenf., 13, 1-92, Wiesbaden 1955.
- SCHWARZBACH, M.: Das Klima der Vorzeit. 2. Aufl. - 275 S., Stuttgart 1961.
- SPETHMANN, H.: Über Bodenbewegungen auf Island. - Z. Ges. Erdk., 246-248, Berlin 1912.
- STECHE, H.: Beiträge zur Frage der Strukturböden. - Ber. Verh. Akad. Wiss., Math.-phys. Kl., 85, 193-272, Leipzig 1933.
- THÓRARINSSON, S.: Notes on patterned ground in Iceland. - Geogr. Ann., 33, 144-156, Stockholm 1951. - - Islande. - Union géogr. internat., Comm. morphol. périglac., Rapports prélim. pour la 8^e Assembl. génér., Washington 1952, 1-2, New York 1952. - - Anchored stone polygons at low levels within the Iceland basalt regions. - Jökull, 3, 37-38, Reykjavik 1953.
- THORODDSEN, Th.: Polygonböden und „thufur“ auf Island. - Peterm. geogr. Mitt., 59, 253-255, Gotha 1913.
- TODTMANN, E. M.: Kringilsárrani, das Vorfeld des Brúarjökull am Nordrand des Vatnajökull. 1955. - N. Jb. Geol. Paläont., Abh. 104, 255-278, Stuttgart 1957.
- TROLL, C.: Strukturböden, Solifluktion und Frostklimate der Erde. - Geol. Rdsch., 34, 545-694, Stuttgart 1944.
- VÁLEK, B.: Die Böden des Süd-Kaldidalur-Gebiets auf Südwest-Island und ihre Vegetationsbeziehungen. - Rozpr. Českosl. akad. věd, 69, 8, 1-36, Praha 1959.
- WOLDSTEDT, P.: Vergleichende Untersuchungen an isländischen Gletschern. - Jb. preuß. geol. L. A., 59 (1938), 249-271, Berlin 1939.

Manusk. eingeg. 1. 10. 1962.

Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. Martin Schwarzbach, 5 Köln, Zülpicher Straße 47, Geol. Institut der Universität.

Notes on some Pleistocene mammal migrations from the Palaearctic to the Nearctic

VON BJÖRN KURTÉN, Helsingfors

Mit 2 Abbildungen im Text

Summary. The following dates for mammalian migrations from the Palaearctic to the Nearctic are suggested: Smilodontine sabre-tooths, Elster (Kansan); black bears, Elster (Kansan); brown and grizzly bears, Würm (Wisconsin); wolverine, Saale (Illinoian). Correlation between the mammalian faunas in the Nearctic and the Palaearctic should be based on compilation of many additional migration items.

Zusammenfassung. Die Einwanderungen einiger paläarktischer Säugetiere ins Nearktikum werden folgendermaßen datiert: Smilodontine Säbelzahnkatzen Elster (Kansan). Schwarzbären Elster (Kansan). Braunbären, bzw. Grizzlybären Würm (Wisconsin). Vielfraß Saale (Illinoian). Für eine befriedigende Korrelation zwischen den eiszeitlichen Säugetierfaunen des nearktischen und paläarktischen Raumes müßten noch eine Reihe von Einwanderungsbeispielen analysiert werden.

The correlation between the Pleistocene mammalian faunas of North America and Europe is at present a topic of much informal discussion and controversy, but on which relatively little has been published. The knowledge of Pleistocene faunal evolution in both areas is still incomplete, more so in the Nearctic, but a fairly coherent succession has recently been worked out by HIBBARD and his associates (HIBBARD, 1958; TAYLOR & HIBBARD, 1959) and related to the standard glacial-interglacial sequence. Perhaps it may still be said that knowledge is too incomplete to permit a stage-by-stage correlation on faunal evidence. Nevertheless the topic is of such interest that contributions to it should be welcomed. It appears to the present writer that the most hopeful method to attack the problem is the detailed study of case histories of intercontinental migration by means of taxonomic and evolutionary analysis. Hence I have chosen to offer some notes on a number of Carnivora, summarized from a comparative study in progress. They are intended to supply some preliminary correlation items of the desired kind. It may perhaps be hoped that specialists on this and other groups would analyse other instances of intercontinental migration in the Pleistocene, of which many would be available.

It may be assumed that migration between the Old and the New World occurred exclusively across the Bering Strait, as far as the mammals are concerned, and that it took place only when there was a land bridge; that is to say, during a glacial phase. Immigrants are therefore assumed to have migrated in the preceding cold phase, if their first occurrence is in an interglacial fauna. First occurrence in a cold fauna is taken to signify an immigration during the same cold phase. In either case, however, it is a prerequisite that a probable ancestor should be known to have existed, at the given time, in the area of assumed origin.

Errors are bound to arise sometimes because our knowledge is incomplete and later discoveries may reveal that the immigrant was actually present at an earlier date. A more detailed analysis of the evolving populations may help us to avoid errors of this kind. If it can be shown that the assumed ancestor and the immigrant form an essential morphological continuum, this may be taken as additional indication that the correct time of migration has been found. A morphological gap between the two will suggest that part of the evolutionary sequence is missing and may have taken place in either area. I have endeavoured to pay full attention to this factor in the examples to follow.

A. Sabre-teeth of the genera *Megantereon* and *Smilodon*

The close relationship between the European *Megantereon* and the American *Smilodon* was recognized by SCHAU (1925). Unfortunately, however, MATTHEW (1929) made the error of synonymizing the European *Homotherium* with *Smilodon*. With the discovery of excellent material of the sabre-tooth *Dinobastis* in the late Pleistocene of Texas (MEADE, 1961) it has become clear that this form, not *Smilodon*, is the American ally of the European *Homotherium*, whereas *Megantereon* is allied to *Smilodon*. They form two quite distinct groups of sabre-toothed cats, which may be termed the tribes *Homotheriini* and *Smilodontini*.

SCHAUB (1925) pointed to the detailed similarity in the postcranial skeletons of *Megantereon* and *Smilodon*. The neck, for instance, is much elongated, and the distal segments of the heavy limbs are shortened. In the *Homotheriini* the neck is less elongated and the limbs are not shortened distally, indeed the forearm is extremely long. The dentitions and skulls (fig. 1) are also quite distinctly constructed in the two groups. The *Smilodontini* have dirk-like, very long upper canines, which were evidently used for stabbing exclusively; they are relatively and absolutely larger in *Smilodon*, but this is only a specialized character and does not obscure the essential similarity. The lower canines were reduced and form flanking elements in the transverse incisor row. The cheek teeth are not much modified from the normal feline type, except for a progressive reduction of the anterior elements and of the protocone (internal cusp) in the upper carnassial. The skull profile tends to be triangular, with a high occiput, only slightly overhanging the occipital condyles. The post-orbital processes are well set off with a marked constriction behind, separating them from the small but globular braincase. The development of the mastoid processes is correlated with that of the head depressors and is more pronounced in the advanced *Smilodon* with its enormous sabres.

In contrast, the *Homotheriini* have relatively short, flattened sabres with crenulated, sharp cutting edges all along the front and back; wear facets show that they were used in biting, as well as stabbing and slashing. The incisors form a semicircle, unlike the

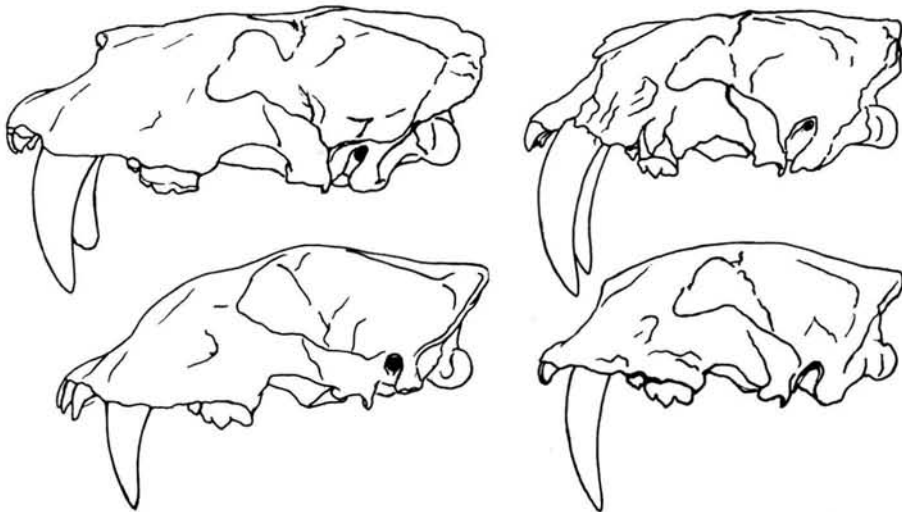


Fig. 1. Skulls of Homotheriini (left) and Smilodontini (right) in side view. Upper left, *Homotherium crenatidens*, Perrier, Villafranchian. Lower left, *Dinobastis serus*, Friesenhahn (Texas), Wisconsin. Upper right, *Smilodon neogaeus*, Arroyo Pergamino (Argentina), Pampean. Lower right, *Megantereon mangantereon*, Senèze, Villafranchian. Not to scale.

smilodont transverse row. The cheek teeth are highly modified, extremely thin slicing blades. The skull is long and low with an arched profile, the frontal region is broad without distinctly set off processes, and the braincase is separated from the occipital plane by a marked constriction.

The two tribes probably arose independently from orthodox feline cats by divergent evolution along quite different adaptive paths. The first stage in the development of sabre-like upper canines is seen in the present-day *Felis nebulosa*. The idea of an iterated evolution of sabre-toothed cats gains in credibility from the fact that independent evolution of sabre-toothed carnivores has been demonstrated in the Marsupialia and Creodonta.

The history of both groups is mainly or entirely contained in the Pleistocene (including the Villafranchian), and most or all of the Eurasian and American Pleistocene sabre-teeth may be referred to one group or the other.

The two main types of homotheres, *Homotherium* and *Dinobastis*, occur in both hemispheres. The former are only early Pleistocene (Villafranchian) in Europe, but may occur later in America (*Ischyrosmilus?*). The latter are middle and late Pleistocene (*Dinobastis serus*, North America; *Dinobastis latidens*, Europe; *Dinobastis ultimus*, China).

The smilodont cats show a more definite evolutionary trend and indicate an intercontinental migration at a rather narrowly defined point in time.

All the Eurasian forms are referred to the genus *Megantereon*. The earliest forms, apart from some possible Indian ancestors in the Pliocene, occur in the earliest Villafranchian in Europe (Villafranca d'Asti, Etouaires). They are relatively small, of perhaps puma size. There is evidence of a gradual size increase, and the late Villafranchian forms (Senèze, Val d'Arno, Nihowan) are somewhat larger. All of the European Villafranchian

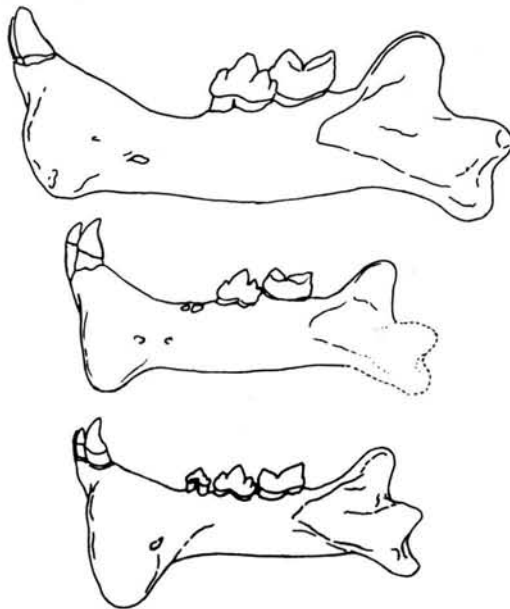


Fig. 2. Evolution of lower jaw and teeth in the Smilodontini. Bottom, *Megantereon megantereon*, Senèze, Villafranchian, with P_3 and large jaw flange. Centre, *Smilodon gracilis*, Port Kennedy Cave, Yarmouth, retaining P_3 (alveolus), flange somewhat reduced. Top, *Smilodon neogaeus*, Lapa Escrivania, Brazil, late Pampean, size greatly increased, P_3 lost, flange reduced. All to the same scale.

populations may, however, be referred to a single evolving species, *M. megantereon*. At the close of the Villafranchian, the line became extinct in Europe, but in Asia (and Africa) it survived into the middle Pleistocene. The last representative of this line in Asia, known at present, is *Megantereon inexpectatus* from Locality 1 (the Peking Man site) of Choukoutien. The date of this form is late Elster or early Hoxnian. *M. inexpectatus* is larger than *M. megantereon*, showing that the phyletic growth continued, and in fact it is about the same size as the earliest American Smilodons.

Our next glimpse of this evolutionary line comes from the New World with the earliest known members of the genus *Smilodon*. They come from Port Kennedy Cave out of deposits that appear to be Yarmouth in age (HIBBARD, 1958). As fig. 2 shows, these forms resemble advanced *Megantereon* more than advanced *Smilodon* in many characters. They still retain a well developed P₃ (alveolus in the figured specimen) and have a distinct inner cusp (protocone) in the upper carnassial. On the other hand, the reduction of the dependent flange on the lower jaw has already got under way in the early *Smilodon*. The trend in this character, within *Smilodon*, shows well enough that the genus evolved from a large-flanged ancestor like *Megantereon*. Apparently the sabre still bit inside the lower lip in *Megantereon*, and had to have a sheath supported by the jawbone. In *Smilodon* the sabre bit outside of the lower lip, and the sheath could be reduced. If this character is made the key character of the two genera, the Port Kennedy Cave form should go into *Smilodon* in spite of numerous resemblances to *Megantereon*. The development of the jaw flange in the Choukoutien form is unfortunately unknown (TEILHARD, 1945).

In *Smilodon* of Illinoian age, from the Conard Fissure (BROWN, 1908), further progress in size and dental characters have occurred, but not until Sangamon and Wisconsin time the full-fledged *Smilodon* known from Rancho La Brea and other asphalt deposits is met with.

It appears highly probable that the migration occurred at a point in time roughly coinciding with the age of the last known *Megantereon*. Thus the migration would be likely to be of Elster date. In this way it may be concluded that the characteristic Elster faunas of the Old World antedate the Yarmouth faunas in North America, and that the Yarmouth is a correlative of the European Holstein.

Smilodon also entered South America, where the earliest form, a relatively small and primitive one, occurs in the Chapadmalal (KRAGLIEVICH, 1948). This appears to give a maximum age for the Chapadmalal: it can hardly antedate the Yarmouth and Holstein.

The outlines of the evolution and migration of the Smilodontini are indicated in the diagram (table 1).

B. Bears of the genus *Ursus*

The bear family, Ursidae, is one of the smallest and most recent carnivore families. Three subfamilies are recognised at present (THENIUS, 1958, 1959), but one, the Agriotheriinae, became extinct at the close of the Pliocene, and does not concern us here. Another, the Tremarctinae, is exclusively American in distribution, and evolved from immigrants dating back to the Pliocene (*Plionarctos*). The presence of large tremarctine bears (*Arctodus*) may have been a factor in the relatively late spread of *Ursus* into the New World.

The third subfamily, the Ursinae, has a Holarctic and Indian distribution. With a single exception (*Ursus americanus*) all of its species are present in the Old World, and the fossil record shows that it originated in Eurasia. In the Nearctic, ursine bears are not known until the middle Pleistocene, with a single uncertain exception (JOHNSTON & SAVAGE, 1955), a specimen from the Blancan Cita Canyon; it is fragmentary and may, or may not, be ursine.

Table 1
Evolution and migration of the Smilodontini

South America	North America		Eurasia	
<i>Smilodon neogaeus</i>	Wisconsin	<i>Smilodon "californicus"</i> (Rancho La Brea etc.)	Würm	
<i>Smilodon ensenadensis</i>	Sangamon	<i>S. trinitiensis</i> Texas etc.	Eem	
<i>S. riggii</i> Chapadmalal	Illinoian	<i>S. troglodytes</i> Conard Fissure	Riß-Saale	
↑ -----	Yarmouth	<i>S. gracilis</i> Port Kennedy Cave ↑ -----	Holstein	
			Mindel-Elster	<i>Megantereon inexpectatus</i> Choukoutien
			Cromer & Villafranchian	<i>Megantereon</i> spp. <i>M. megantereon</i>

Table 2
Intercontinental migrations of *Ursus*, excluding *U. maritimus*

	North America		Eurasia		
Recent	<i>U. americanus</i>	<i>U. arctos</i>	Recent	<i>U. arctos</i>	<i>U. thibetanus</i>
Wisconsin	<i>U. americanus</i> Many locs.	<i>U. arctos</i> ← Alaska	----- Würm	<i>U. arctos</i> Many locs.	<i>U. thibetanus</i> China
Sangamon	<i>U. americanus</i> Trinity River		Eem	<i>U. arctos</i> Many locs.	<i>U. thibetanus</i> China
Illinoian	<i>U. americanus</i> Cumberland Cave, Conard Fissure		Riß-Saale	<i>U. arctos</i> Tornewton Cave etc.	<i>U. thibetanus</i> Europe, China
Yarmouth	<i>U. americanus</i> Port Kennedy Cave ↑ -----		Holstein	<i>U. arctos</i> Grays etc.	<i>U. thibetanus</i> China
			Mindel-Elster	<i>U. arctos</i> China	<i>U. thibetanus</i> China
			Cromer	<i>U. thibetanus</i> China, Europe	
			Villafranchian	<i>U. etruscus</i> Europe	<i>U. ?thibetanus</i> China

The first certain ursine species to appear in North America is *Ursus americanus*, the black bear. The earliest record appears to be Port Kennedy Cave, as in the case of the smilodonts, and the bears evidently date from the Yarmouth. These early black bears are of moderate size and have several primitive characters, e.g. the large size of the upper carnassial and the small size of the last molar. In these characters, and also in morphology, the Port Kennedy Cave black bear closely resembles the middle Pleistocene *Ursus thibetanus kokeni* (Asiatic black bear) known from Chinese deposits, e. g. Choukoutien. It seems probable that the American form descended directly from the closely allied Asiatic species, and that the migration occurred at the same time as that of the Smilodontini, i. e. during the Elster Glaciation.

Illinoian black bears in North America, from Cumberland Cave and Conard Fissure (GIDLEY & GAZIN, 1938), show definite advance over the stage seen at Port Kennedy. Late Pleistocene forms reached great size; in the Postglacial, the size was secondarily reduced (KURTÉN, in the press).

Two other species of *Ursus* are at present found in North America, the polar bears (*Ursus maritimus*) and the brown and grizzly bears (*Ursus arctos*). Both are conspecific with Old World species, and the indication is that their migration is of more recent date. Unfortunately the fossil history of the polar bear is practically unknown. As regards *Ursus arctos*, however, the fossil record bears out the contention. Most or all fossils of this species from North America appear to date from Postglacial times or possibly the latest Wisconsin (KURTÉN, 1960). It is possible that the species was present in Alaska at a somewhat earlier date, well back in the Wisconsin. However this may be, the intercontinental migration evidently took place during the Würm = Wisconsin. As a matter of fact, the morphology of the Alaskan and Eastern Siberian *Ursus arctos* indicates two independent migrations: a northern, with narrow-skulled animals from northern Siberia, and a southern, with broad-skulled animals from the Kamchatka population.

C. The glutton, *Gulo gulo*

The glutton or wolverine evolved in the Old World. The ancestral form is the Cromerian *Gulo schlosseri*, known from various localities in Central Europe, and chiefly distinguished by its much smaller size. The first true *Gulo gulo* appear in the Elster (Mosbach; see TOBIEN, 1957) of Europe, and also in China (Choukoutien; see PEI, 1934).

In North America, the earliest record of wolverine appears to come from Cumberland Cave (GIDLEY & GAZIN, 1938), where it is part of the cold elements that appear to date from the Illinoian (HIBBARD, 1958). The Illinoian is thus the minimum age of the migration, but there is also a possibility that the migration dates back to the Elster. It may be noted, however, that the New World population is only very moderately differentiated from that in the Old (KURTÉN & RAUSCH, 1959), and only ranks as a distinct subspecies. This would support a relatively late date, and at present a Saale-Illinoian migration appears the most likely alternative.

Conclusions

The three migration items discussed here support the correlation of glaciations and interglacials in North America and Europe as far back as the Holstein in Europe and Yarmouth in North America, as shown in tables 1 and 2. The exact European correlatives of the Kansan, the Aftonian, and the Nebraskan faunas remain doubtful. Perhaps the definitive clearing up of the migration of the elephants will settle part of the problem. The earliest true elephants in North America appear in faunas assigned to the Kansan, such as the Holloman and Cudahv (TAYLOR & HIBBARD, 1959). This early form is *Elephas haroldcooki*. Detailed analysis of a large material will be necessary to show whether

this species may be derived from the primitive mammoths of the Elster, or from advanced *Elephas meridionalis* types of the late Villafranchian.

A correlation of the Kansan with the Elster would make the Aftonian a correlative of the Cromerian in Europe. The latter is a complex stage with two distinct temperate oscillations (WEST, 1961). On the other hand, many American specialists seem to favour a correlation of the Aftonian with the Villafranchian in Europe. Some implications of such a correlation are somewhat disturbing. Correlation of the Aftonian or part of it with the Villafranchian, and of the Yarmouth or part of it with the Holstein, would suggest one of the schemes (1)—(3) below, in contrast with the usual arrangement (4).

(1)		(3)	
Yarmouth	} Holstein (Elster) Cromer	Yarmouth	Holstein
Kansan		Günz	Kansan
Aftonian	Villafranchian	Aftonian	} Cromer (Günz) Villafranchian
Nebraskan	Donau	Nebraskan	
Rexroadian	Astian	Rexroadian	Astian
(2)		(4)	
Yarmouth	Holstein	Yarmouth	Holstein
Kansan	} Elster (Cromer) Günz	Kansan	Elster
Aftonian		Villafranchian	Aftonian
Nebraskan	Donau	Nebraskan	Günz
Rexroadian	Astian	Rexroadian	Villafranchian

It would obviously be premature to attempt an evaluation of these and other possible combinations at present, when even the intra-continental correlations (e. g., the dating of the American faunal sequence in terms of the American glacial-interglacial sequence) are somewhat uncertain. One possible source of bias in intercontinental correlation should, however, be mentioned. Strictly homotaxial relations for migrating groups can only be expected at the time of the actual migration, i. e., at the time of a glaciation, as a rule. Apparent homotaxial relations between interglacial faunas may be deceptive. For a hypothetical example, suppose that a typical Holsteinian Old World form migrates to North America in the Saale (Illinoian), and becomes extinct in Eurasia, or perhaps evolves into a more advanced Eemian type. If it is further supposed that the American immigrant happens to be known to us only in strata of Sangamon age, this will be a case of closer homotaxial relationships between the Sangamon and the Holstein, than between the Sangamon and the Eem. This may possibly have some bearing on the apparent relationship between the Aftonian and the Villafranchian. Naturally, migrants in the other direction, from the New World to the Old, will have the opposite effect; but as these migrations have been much less common, their effect is likely to be overshadowed.

Numerous migration items await detailed analysis. Lynxes among felids; wolf and red fox among canids; least weasel, otter and marten among mustelids are obvious cases in the Carnivora, and the only known American hyaenid may be added: *Chasmaporthetes*, which appears in the early Pleistocene Cita Canyon fauna and has a close relationship with the European *Euryboas*, the „sprinter hyena“. The importance of the Proboscidea has already been stressed, and numerous examples will be found among the rodents. Horses and camels exemplify migration from the New World to the Old, perhaps a subsequent remigration of modernized *Equus* into North America (McGrew, 1944). Elk

(*Alces*), reindeer (*Rangifer*), yak (*Bos*), bison (*Bison*), musk ox (*Ovibos*) and sheep (*Ovis*) are important artiodactyl migrants from the Old World to the New, most of them in the late or latest Pleistocene.

References

- BROWN, Barnum: The Conard Fissure, a Pleistocene bone deposit in northern Arkansas: With description of two new genera and twenty new species of mammals. - Mem. American Mus. Nat. Hist. 9 (4), 157-208, New York 1908.
- GIDLEY, J. W., & GAZIN, C. L.: The Pleistocene vertebrate fauna from Cumberland Cave, Maryland. - Bull. U.S. Nat. Mus. 171, 1-99, Washington 1938.
- HIBBARD, Claude W.: Summary of North American Pleistocene mammalian local faunas. - Papers Michigan Acad. Sci. 43, 3-32, Ann Arbor 1958.
- JOHNSTON, C. S., & SAVAGE, D. E.: A survey of various late Cenozoic vertebrate faunas of the Panhandle of Texas, part I: Introduction, description of localities, preliminary faunal lists. - Univ. California Publ. Geol. Sci. 31, 27-50, Berkeley 1955.
- KRAGLIEVICH, Lucas Jorge: *Smilodontidion riggii*, n. gen. n. sp. Un nuevo y pequeño esmilodonte en la fauna pliocena de Chapadmalal. - Rev. Mus. Argentino Ci. Nat. 1, 1-44, Buenos Aires 1948.
- KURTÉN, Björn: A skull of the grizzly bear (*Ursus arctos* L.) from Pit 10, Rancho La Brea. - Los Angeles County Mus. Contr. Sci. 39, 1-7, Los Angeles 1960.
- KURTÉN, Björn & RAUSCH, Robert: Biometric comparisons between North American and European mammals. - Acta Arctica 11, 1-44, Copenhagen 1959.
- McGREW, Paul O.: An early Pleistocene (Blancan) fauna from Nebraska. - Geol. Ser. Field Mus. Nat. Hist. 9, 33-66, Chicago 1944.
- MATTHEW, William D.: Critical observations upon Siwalik mammals. - Bull. American Mus. Nat. Hist. 56 (7), 437-500, New York 1929.
- MEADE, Grayson E.: The saber-toothed cat *Dinobastis serus*. - Bull. Texas Memor. Mus. 2, 25-60, Austin 1961.
- PEI, Wen-chung: On the Carnivora from Locality 1 of Choukoutien. - Palaeont. Sinica, ser. C, 8, 1-216, Peking 1934.
- SCHAUB, Samuel: Über die Osteologie von *Machaerodus cultridens* Cuvier. - Eclog. geol. Helv. 19, 255-266, Basel 1925.
- TAYLOR, Dwight D. & HIBBARD, Claude W.: Summary of Cenozoic geology and paleontology of Meade County area, southwestern Kansas and northwestern Oklahoma. - Pamphlet, 1-157, Ann Arbor 1959.
- TEILHARD DE CHARDIN, Pierre: Les formes fossiles. - Les félidés de Chine, 5-35, Peking 1945.
- THENIUS, Erich: Über einen Kleinbären aus dem Pleistozän von Slovenien, nebst Bemerkungen zur Phylogense der plio-pleistozänen Kleinbären. - Razprave Slov. Akad. Znan. 4, 633-646, Ljubljana 1958. - Ursidenphylogense und Biostratigraphie. - Zeitschr. Säugetierk. 24, 78-84, Berlin 1959.
- TOBIEN, Heinz: *Cuon* HODG. und *Gulo* FRISCH (Carnivora, Mammalia) aus den altpleistozänen Sanden von Mosbach bei Wiesbaden. - Acta Zool. Cracoviensia 2, 433-452, Kraków 1958.
- WEST, R. G.: The glacial and interglacial deposits of Norfolk. - Trans. Norfolk & Norwich Nat. Soc. 19, 365-375, Norwich 1961.

Manusk. eingeg. 3. 1. 1963.

Anschrift des Verf.: Dr. B. KURTÉN, Zoologisches Museum der Universität, N. Järnvägsatan 13, Helsingfors, Finnland.

Bemerkungen zu:

„Das Alter des Schädels von Rhünda“. III.

¹⁴C-Datierung der Fundschicht

VON GERHARD HEBERER und GOTTFRIED KURTH, Göttingen

Zusammenfassung. Die endgültige Freipräparierung und Zusammensetzung des Rhündaschädels ergab einen *Homo sapiens* ohne irgendwelche Sonderzüge, der sowohl in der 2. Hälfte der Würmkaltzeit wie der Nacheiszeit untergebracht werden könnte. Danach ist auch das Problem der unsicheren Datierung anthropologisch kaum noch von Bedeutung.

Abstract. The final preparation and reconstruction of the Rhünda skull demonstrated a *Homo sapiens* without any special traits. He may belong either in the second half of Würm or in the Postglacial. Anthropologically the problem of its dating is now without importance.

In Band 13 dieses Jahrbuches, S. 138-140, bringen V. JACOBSHAGEN, K. O. MÜNNICH und J. C. VOGEL eine Radiokarbondatierung für den Rhündaschädel, und zwar anhand von Kalkinkretionen aus der Fundschicht. Über die Aussagefähigkeit eines ¹⁴C-Tests an diesem Material finden sich weiter unten noch einige Ausführungen. Grundsätzlich wäre zu bemerken, daß die Diskussion um den Rhündaschädel nunmehr gegenstandslos geworden sein dürfte, da eindeutig nachgewiesen ist, daß es sich um einen morphologisch uninteressanten *Homo sapiens* handelt. E. JACOBSHAGEN hatte bei seiner Erstrekonstruktion sehr wesentliche Teile der Kalkauflagerungen noch nicht entfernt, was inzwischen geschehen ist (HEBERER & KURTH 1962, KURTH 1962). Da unsere erste Stellungnahme zur Datierung 1960 von den Autoren in Rhünda III nur in Ausschnitten und damit sinnverändernd gebracht wird, sehen wir uns leider zu einer Entgegnung gezwungen. Wir haben uns bislang immer bemüht, im Hinblick auf die Verdienste von E. JACOBSHAGEN um die hessische Heimatforschung unsere Kritik an seiner Rekonstruktion wie morphologischen Einstufung des Rhündaschädels so schonend wie möglich zu formulieren. Es wird in dem neuen Datierungsbeitrag III nicht ausreichend verdeutlicht, daß E. JACOBSHAGEN das Fundstück als Neandertaler eingestuft hatte, was auch eine entsprechende frühere Datierung notwendig machte. Wir waren daher bemüht, um seinetwillen noch eine Möglichkeit zu betonen, die eine derartige Einstufung theoretisch von der Datierung her noch denkbar erscheinen ließ. Wir taten das, auch wenn wir eindeutig hervorheben mußten, daß wir es bei dem Rhündafund mit einem *Homo sapiens* zu tun haben. In dem Zitat nach unserem Text von 1960 wird allerdings der wesentliche weitere Teil „bzw. eine etwas spätere Wärmeschwankung als vermutliches Alter ansetzen“ nicht gebracht. Unsere Absicht war, mit diesem gegenüber OAKLEY als frühest möglich zitierten Ansatz E. JACOBSHAGEN ein Einschwenken zu gestatten. In einem weiteren gemeinsamen Beitrag, der nach zwei Jahren in Brünn erschienen ist, hatten wir deutlicher unterstrichen, daß der Fluortest nach OAKLEY für Rhünda mehr auf das Ende von Würm verweise. KURTH hatte dazu in einem eigenen Beitrag die Problematik diskutiert, die sich aus dem gemeinsamen Auftreten morphologisch als „älter“ anzusprechender Fossilbelege — wie bei der Předmost/Brünngruppe — und einer als relativ primitiv eingestuften Kultur im gleichen Raume, aber nicht am gleichen Ort ergibt, sobald man sich bei der Rekonstruktion von möglichen Zusammenhängen auf die gemeinsamen Primitivanteile beruft. Wir hatten uns ja morphologisch auf die Předmostgruppe bezogen, bei der gewisse Anklänge zum Oberrand der Orbita des Rhündaschädels auffielen, solange dieser noch in der Erstrekonstruktion vorlag. Da die mährischen Funde nicht eindeutig zu datieren sind — KURTH hat immer einen relativ späten Ansatz dieser Gruppe vertreten! — war es notwendig, zur Zurückhaltung bei weiterreichenden Folgerungen zu mahnen. Wie notwendig, sollte sich bald genug erweisen. Die Gestaltung der Orbitalregion in der Rekonstruktion nach E. JACOBSHAGEN

war uns schon immer bedenklich erschienen, da uns von vergleichbaren Fossilbelegen keine derartigen Randbildungen mit Leisten bekannt sind. 1960 wollten wir aber diese Zweifel noch nicht vorbringen, da es zunächst völlig ausreichend schien, die eindeutige Sapiensnatur des Rhündafossils zu betonen. Anfang 1962 konnten wir dann nach mühsamer Arbeit nachweisen, daß im Orbitalbereich, an den Seiten und der Schädelbasis die originale Knochenoberfläche noch nicht freilag. E. JACOBSHAGEN hat zwar brieflich gegenüber Dr. J. BERGMANN/Kassel, der uns den Schädel zur Neubearbeitung gab, immer wieder betont, er habe nur unwesentliche Teile der Kalkmatrix nicht entfernt — diese lag auf dem Orbitalrand noch bis zu 3 mm Dicke auf!. Wer sich darüber im „Homo“ oder „Kosmos“ orientiert, kann an den Abbildungen deutlich genug erkennen, wie entscheidend sich das Aussehen z. B. der Orbitalregion verändert hat. Es kann nun auch nicht mehr der geringste Zweifel darüber erhoben werden, daß wir hier nur einen Sapiensschädel vorliegen haben. Die gesamten Veränderungen einschließlich der Neuzusammensetzung ergeben einen morphologisch indifferenten Gesamttypus, der damit sowohl in der zweiten Hälfte der Würmkaltzeit wie auch in der Nacheiszeit untergebracht werden könnte. Damit entfällt auch jeder weitere Grund für eine ausführliche Diskussion des Fundes, da er morphologisch uninteressant geworden ist.

Trotzdem noch ein paar Bemerkungen zur Datierung. Bei jeder Anwendung des Radiokarbondates ist zu beachten, daß — man vgl. dazu den Beitrag HAXEL — C^{14} bis zu 85% des Jahresanfalls im Grundwasser löslich ist. Von diesem bleiben, soweit das bis jetzt nachgewiesen werden konnte, im Boden nur zellulosehaltige Stoffe unberührt, d. h., sie scheinen kein C^{14} aus dem Grundwasser mehr zu übernehmen. Bei allen anderen Probenmaterialien muß mit der Möglichkeit einer sekundären Erhöhung des C^{14} -Gehaltes im Boden gerechnet werden, d. h. es können zu junge Datierungswerte anfallen. Unter diesem Gesichtspunkt erscheint der mögliche Zeitunterschied zwischen dem Fluortest nach OAKLEY und dem gleichfalls relativen Radiokarbonwert nicht mehr erheblich, da die zunehmende Genauigkeit des C^{14} -Testes aufgrund des allein zur Verfügung stehenden Probenmaterials gleichfalls begrenzt sein dürfte. Die Autoren verweisen ja selbst noch darauf, daß der Testwert nur für den Kalksinter aus der Fundschicht gelte, da der Schädel vor der Bildung der Matrixhülle bereits länger im Boden gelegen haben könne. Nach unsere Beobachtungen beim endgültigen Freipräparieren waren z. B. in der Augenhöhle mehrere Ablagerungsschichten wechselnder Härte und Dichte festzustellen, was auch für die Korngröße der Deckschichten an Schädelseite und -basis gilt. Die untersten Lagen waren außerordentlich fein und nicht leicht von der originalen Knochenoberfläche zu unterscheiden. Das dürfte mit ein Grund dafür sein, daß sie von E. JACOBSHAGEN nicht abgetragen wurden. Allerdings trifft das für die diagnostisch so wichtige Überaugenregion nicht zu. Für die Beurteilung des Fluorgehalts wäre nun gleichermaßen wichtig zu wissen, inwieweit die Matrix eine Anreicherung des Fluorgehalts im Knochen selbst gehemmt haben könnte. Da ein holländischer Kollege zur Durchführung einer Fluorbestimmung an niederländischem Schädelmaterial um eine Probe des Rhünda-Fundstückes bat, die ihm mit Genehmigung des Kasseler Museums zugesandt wurde, haben wir gleichzeitig Proben der Kalksinterschichten mitgeschickt, um deren Durchlässigkeit prüfen zu lassen. Sollte sich bestätigen, daß der Hauptanteil des Fluors vor Ausbildung der Matrix angereichert worden sein muß, so hätten wir einen gewissen Hinweis auf den Aussagewert des Fluorgehalts, der sich mit dem möglicherweise überdurchschnittlich hohen Gehalt des Grundwassers verrechnen ließe. Alle diese Schätzungen ergeben aber nur Annäherungswerte.

Unabhängig von der Datierung ist aber festzustellen: Die letzte Präparierung des Rhünda-Schädels ergab eindeutig *Homo sapiens*. Da nach der Neubearbeitung alle vorher noch wichtig erscheinenden morphologischen Sonderzüge weggefallen sind, können nunmehr wohl die Akten über diesen Fund geschlossen werden. Morphologisch kann er ebensogut als endeiszeitlich wie nacheiszeitlich eingestuft werden.

Literatur:

- HAXEL, O.: Der Kohlenstoff-14 in der Natur. - Naturw. Rundschau 15, S. 133-140, 1962.
- HEBERER, G. und KURTH, G.: Über den Typus des pleistozänen Schädels von Rhünda (Hessen). - Homo 11, S. 216-220, 1960. - Fundumstände, relative Datierung und Typus des oberpleistozänen Schädels von Rhünda (Hessen). Anthropologie 1, S. 23-28, 1962. - Rhünda 1956-1960-1962. Das Ende eines „Neandertalers“. - Homo 13, S. 152-161, 1962.
- JACOBSSHAGEN, V., MÜNNICH, K. O. und VOGEL, J. C.: Das Alter des Schädels von Rhünda. III. C¹⁴-Datierung der Fundschicht. - Eiszeitalter und Gegenwart 13, S. 138-140, 1962.
- KURTH, G.: Die morphologische Einstufung menschlicher Fossilfunde und ihr Aussagewert für stratigraphische wie kulturgeschichtliche Datierungen und daraus Großzusammenhänge. - Anthropologie 1, S. 29-32, 1962. - - Die Entzauberung des Rhünda-Neandertalers. - Kosmos 58 11, S. 465-469. 1962.

Manusk. eingeg. 19. 1. 1963.

Anschriften der Verf.: Prof. Dr. G. Heberer, Anthropol. Forschungsstelle, I. Zool. Inst., 34 Göttingen, Berliner Straße 28; Privatdozent Dr. G. Kurth, Anschrift wie vor.

Zur alpinen Schneegrenze und Waldgrenze während des Würmglazials

Von ELISABETH SCHMID, Basel

Mit 1 Abbildung im Text

Zusammenfassung: Es wird mit Hilfe der „Temperaturkurve“ von WOLDSTEDT eine Kurve der Schneegrenze und der Waldgrenze in den Alpen während der Würm-Eiszeit rekonstruiert. Damit soll Art, Zeitstellung und Dauer der Lebensmöglichkeit für den Höhlenbären und den paläolithischen Jäger in den verschieden hoch gelegenen Höhlen der Alpen gedeutet werden.

Summary: It is possible, with the help of WOLDSTEDT's "Temperature curve", to draw curve lines for perpetual snow and tree limits in the Alps during the Würm glaciation, thus obtaining valuable information on life possibilities of both cave bear and palaeolithic hunter — conditions, period, duration — in the caverns situated in the Alps on different high levels.

Résumé: La "Courbe des températures" de WOLDSTEDT permet d'établir les courbes des limites de la neige perpétuelle et de la forêt dans les Alpes pendant la glaciation de Würm. On obtient ainsi des données sur les possibilités d'existence de l'ours des cavernes et du chasseur paléolithique — conditions, période, durée — dans les cavernes des Alpes situées à des altitudes différentes.

Während der lange dauernden Vorstoßphase der Würm-Eiszeit haben Höhlenbären die Alpen bewohnt und viele ihrer Höhlen als Winterquartier aufgesucht. In einzelnen dieser Höhlen hat sich auch der paläolithische Mensch aufgehalten. Die Zeitstellung der Anwesenheit des Höhlenbären oder des Menschen konnte vor allem aufgrund der Sedimente einiger der bekannten Höhlenbärenhöhlen ermittelt werden. (SCHMID 1958). Nur bei zweien dieser Höhlen (Drachenloch und Salzofenhöhle) konnten bis jetzt C¹⁴-Datierungen durchgeführt werden. Sie stützen die sedimentgeologische Einordnung (GROSS 1958, SCHMID 1959). Diese beiden Werte genügen jedoch nicht, um für jede einzelne Höhle den zumeist wechselvollen Ablauf der Sedimentation in das absolute Zeitschema einzuordnen.

Um wenigstens die Bedeutung des gewaltigen und bewegten Klimawandels während der Vorstoßphase der Würmeiszeit für das Geschehen in den Höhlen verschiedener Höhenlagen deutlich zu machen, zeichnete ich ein Diagramm (SCHMID 1958, S. 44), in dem die Höhenlagen der einzelnen Höhlen in Beziehung gebracht sind zu der extrem hohen Lage der Schneegrenze mit der entsprechend etwa 800 m tiefer liegenden Waldgrenze im Riß/Würm-Interglazial und zu dem extrem tiefen Stand während der stärksten Kältephase des Würm-Glazials. Allein das sich daraus ergebende Ausmaß der Depression der Schneegrenze bis sie jeweils eine Höhle erreicht hatte (SCHMID 1958, S. 165), vermittelt einen Eindruck von der unterschiedlichen Dauer des Einflusses des Außenklimas auf die Sedimentation im Höhleninnern. Zugleich gewinnt man auch einen Hinweis dafür, bei welchem Stand der Kältephase der Begehung der einzelnen Höhle durch Bär oder Mensch eine Grenze gesetzt war.

Um aber die Lebensmöglichkeiten sowohl vom Höhlenbär wie auch des paläolithischen Jägers noch deutlicher zu fassen, habe ich hier den Versuch unternommen, für den nördlichen Teil des mittleren Alpengebietes ein Kurvenpaar zu zeichnen, welches die Änderungen der Schneegrenze und der Waldgrenze während der verschiedenen Phasen der Würm-Eiszeit widerspiegelt (Abb. 1). Als Grundlage hierzu diente die von WOLDSTEDT (1962, S. 121) vorgelegte „Temperaturkurve“, deren Amplituden auf pollenanalytischen und geologischen Untersuchungen beruhen, und deren Zeitgliederung durch vielerlei C¹⁴-Bestimmungen gegeben ist. Während bei WOLDSTEDT jedoch die Ausschläge Temperaturgrade bedeuten, sind auf die Ordinate meiner horizontalen Kurve die absoluten Höhen

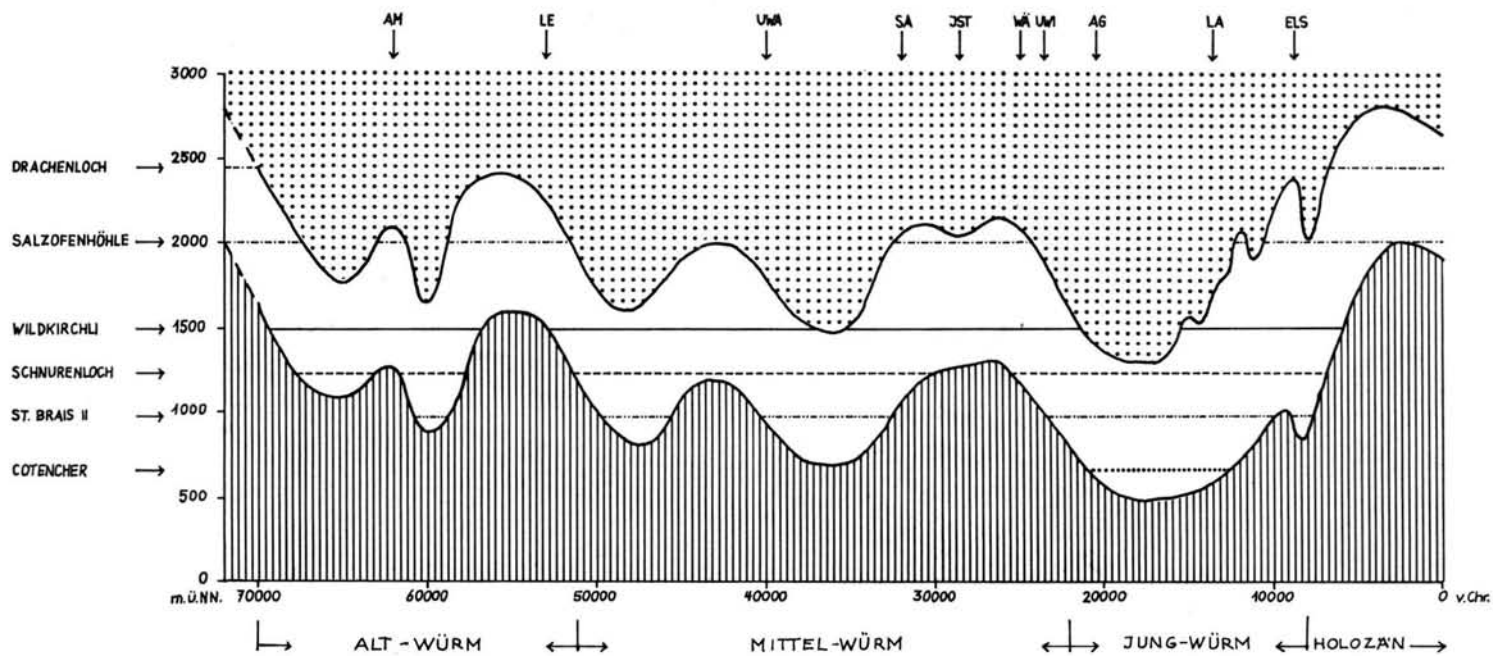


Abb. 1. Schneegrenze und Waldgrenze während der Würm-Eiszeit im nördlichen Alpenbereich. ∴ = ewiger Schnee; |||| = Wald.

Am oberen Rand sind einige C¹⁴-Datierungen angegeben. Die Zeichen bedeuten:

AM = Amersfoort	Gro 1397: 64 000 ± 1100 vor heute	Wä = Wässerifluch	Bern : 27 000 vor heute
LE = Lebenstedt	Gro 2085: 55 000 ± 1000 „ „	UWI = Unterwisternitz	Gro 1286: 25 600 ± 170 „ „
UWA = Upton Warren	Gro 1245: 41 900 ± 800 „ „	AG = Aggsbach	Gro 1327: 22 450 ± 100 „ „
SA = Salzofenhöhle	Gro 761: 34 000 ± 3000 „ „	LA = Lascaux	C 406: 15 516 ± 900 „ „
IST = Istalloskö	Gro 1501: 30 670 ± 500 „ „	ELS = Eifel, Laacher See-Trass	Gro 1199: 10 680 ± 85 „ „

über dem Meer (NN) von 0—3000 ü. NN eingetragen. Die Abszisse gibt die Zeitgliederung. Ich habe hierfür die Werte „v. Chr.“ eingesetzt, weil diese für die Kulturen im Jungwürm und Holozän unmittelbar gelten.

Die Kurve der Schneegrenze kam in der Weise zustande, daß die Schwankungen der Temperatur in der Kurve von WOLDSTEDT als Maß benützt wurden für die Ausdehnung des ewigen Schnees. Als Rahmen dienten die mit einer gewissen Sicherheit bekannten Extremwerte, nämlich

Schneegrenze im Riß/Würm-Interglazial etwa 300 m höher als heute, also für die nördliche Randzone der Alpen bei etwa 2800 m und Schneegrenze im Maximum des Würm-Glazials 1200 m tiefer als heute, demnach bei etwa 1300 m (WOLDSTEDT 1954, SCHWARZBACH 1961).

Selbstverständlich haften dieser Kurve sehr viele Unsicherheiten an. So ist die Schneegrenze keineswegs eine direkte Funktion der Temperatur. Die Niederschläge spielen eine zumindest ebenso große Rolle. Aber die Temperatur ist das einzige Phänomen, das im Ablauf der Würmeiszeit wenigstens einigermaßen sicher erfaßt werden kann. Zudem gab sie den Ausschlag dafür, ob die Niederschläge eine Depression der Schneegrenze auslösen konnten und wann wieder ein Ansteigen erfolgte. Wie die „klimatische Schneegrenze“ ein Hilfsmittel ist, um die lokalen Differenzen eines größeren Gebietes, etwa Exposition, Hangneigung usw., auszuschalten, ebenso berücksichtigt diese Schneegrenzenkurve keineswegs die lokalen Abstufungen. Aber sie gibt ein Bild vom möglichen Verlauf der Schneegrenze während der Würm-Eiszeit, für den die Größenordnung zumindest sicher zutrifft.

Die Kurve der Waldgrenze beruht auf der Tatsache, daß sie in unserem Gebiet zu meist etwa 800 m unterhalb der Schneegrenze verläuft. Sie wurde nicht genau parallel gezeichnet, sondern in einer mehr summarischen Kurve aus der Einsicht heraus, daß in der Waldvegetation mit gewissen Verzögerungen und Summationen der Einflüsse gerechnet werden muß. Da dies schwer zu fassen ist, haftet der Kurve der Waldgrenze eine noch größere Unsicherheit an; aber auch hier stimmt wenigstens die Größenordnung.

Durch die künftigen Forschungen werden beide Kurven noch manche Korrekturen erfahren müssen; dafür werden sie aber auch an Sicherheit und Aussagekraft gewinnen.

Zwischen der Schneegrenze und der Waldgrenze liegt und lag die alpine baumlose Weidezone, mit der sich unterhalb von Felswänden Frostschutt verzahnt. Während der Kälte- und Wärmeschwankungen des Würmglazials wurde die an nahrhaften Kräutern reiche alpine Stufe immer wieder in ihrer Höhenlage verschoben, wie die Abbildung das eindrücklich zeigt. Aber wie auch immer die Höhenlage war, stets boten die baumlosen Alpentriften allen Pflanzenessern und damit auch den Raubtieren während des Sommers bis an die Schneegrenze hinauf reichlich Nahrung.

Wandert schon der Braunbär sommers gerne in diese hohe Regionen zur Äsung, wie dies P. KROTT (1962) so lebendig schildert, wieviel mehr müssen die Zwergstrauch-Bestände und die kurzhalbmigen, kräuterreichen Grashänge dem Höhlenbären, der ein viel ausgeprägter Vegetarier war, als begehrt Weideplatz gedient haben! Daß die übrige Bergfauna — Steinbock, Gemse, Schneehase und Murmeltier — hier oben äste und ihr die Raubtiere folgten, ist natürlich. Als der paläolithische Jäger die Scheu vor dem Gebirge überwunden und es als mögliches Jagdrevier erkannt hatte, werden ihn gerade diese waldfreien und daher übersichtlichen, an Tieren reichen Alpweiden angelockt haben.

Die Kombination der beiden Kurven der Grenze des ewigen Schnees und der Waldzone läßt für jede einzelne Höhle entsprechend ihrer Höhenlage zumindest in der Größenordnung Zeitpunkt, Dauer und Intensität der verschiedenen Klima-Einflüsse auf die Sedimentation erkennen. Um dies noch deutlicher zu machen, wurde auf der Abbildung die Höhenlage verschiedener bekannter Höhlen mit besonders signierten Linien im schnee-

und waldfreien Streifen durchgezogen. Ohne hier auf spezielle lokale Einwirkungen eingehen zu können, etwa Möglichkeit der Öffnung der Höhle nach außen, Exposition, Abwitterung der Bergwand usw., sei nur kurz auf das markanteste hingewiesen:

Das Drachenloch ist schon zu Beginn des Altwürms in den Bereich des ewigen Schnees geraten. Zuvor aber lag es offen neben den nahrhaften Alpweiden. Auf ihnen fand der Höhlenbär während des Riß/Würm-Interglazials reiche Nahrung, der Winterzuflucht benachbart. Vielleicht hat sich in diesen Höhen und zu dieser Zeit ein Teil der Höhlenbären als Hochgebirgstier herausgebildet.

Auch die Salzofenhöhle lag immer oberhalb der Waldgrenze. Sie wurde mehrfach und für längere Zeit vom ewigen Schnee überdeckt. Stets konnte dazwischen der Höhlenbär hier oben leben und die Höhle als Winterquartier benützen. Daß der paläolithische Jäger um 32 000 v. Chr., also im ausgeprägten Interstadial am Ende von Mittel-Würm, hier oben jagen und die Höhle aufsuchen konnte, läßt unsere Darstellung durchaus zu.

Für das Wildkirchli erkennt man leicht, daß der Klimawechsel stark auf die Sedimentation im Höhlen-Innern eingewirkt haben muß, was das reich gegliederte Profil auch erkennen läßt (SCHMID 1961). Es war die längste Zeit über begehbar gewesen.

Das Schnurenloch geriet einige Male sogar in die Waldzone, während der ewige Schnee es nie erreichte.

Die beiden Höhlen St. Brais II und Cotencher liegen zwar nicht in den Alpen, wohl aber in deren Nähe im Schweizer Jura. Da sie durch ihre reichen Höhlenbärenfunde, die Zeugen der Anwesenheit des paläolithischen Menschen und ihre gründliche Erforschung zu den markantesten Höhlenbären-Höhlen gehören, geben sie einen Einblick in die würmeiszeitlichen Verhältnisse bei tiefer liegenden Höhlen. Für Cotencher muß allerdings darauf aufmerksam gemacht werden, daß sie zumindest während des Hauptvorstoßes von Würm durch den Gletscher verschlossen war, damals also trotz der Tiefenlage kein Wald in ihrer Umgebung zu erwarten ist.

Diese wenigen Hinweise mögen hier genügen. Sie sollen zeigen, daß die auf der Abbildung vorgelegten Kurven der Schnee- und Waldgrenze in den Alpen während der Würm-Eiszeit ein gutes Arbeitsmittel darstellen, um die Umwelt der Alpenghöhlen zu ermitteln, die in verschiedenen Phasen des Jungpleistozäns vom Höhlenbären und teilweise auch vom paläolithischen Menschen aufgesucht worden sind.

Literatur

- GROSS, Hugo: Die bisherigen Ergebnisse der C^{14} -Messungen und paläontologischen Untersuchungen für die Gliederung und Chronologie des Jungpleistozäns in Mitteleuropa und den Nachbargebieten. - E. u. G. 9, S. 155-187, 1958.
- KROTT, Peter: Ich war eine Bärenmutter. - Bern u. Stuttgart 1962.
- SCHMID, Elisabeth: Höhlenforschung und Sedimentanalyse. - Schriften d. Inst. f. Ur- u. Frühgesch. d. Schweiz 13, Basel 1958. - - Die C^{14} -Daten von Höhlenbärenschichten im Vergleich zur geologischen Deutung. - Jb. d. Schweiz. Ges. f. Urgesch. 47 (1958/59), S. 104-105, Basel 1959. - - Neue Ausgrabungen im Wildkirchli (Ebenalp, Kt. Appenzell), 1958/59. - Ur-Schweiz 25, S. 4-11, Basel 1961.
- SCHWARZBACH, Martin: Das Klima der Vorzeit. - 2. Aufl., Stuttgart 1961.
- WOLDSTEDT, Paul: Das Eiszeitalter, 2. Aufl., Bd. I, Stuttgart 1954. - - Über die Gliederung des Quartärs und Pleistozäns. - E. u. G. 13, S. 115-124, Öhringen/Württ. 1962.

Manusk. eingeg. 16. 2. 1963.

Anschrift d. Verf.: Prof. Dr. Elisabeth Schmid, Laboratorium für Urgeschichte d. Univ. Basel, Stapfelberg 9, Basel, Schweiz.

Ein bedeutsames Quartärprofil in einer Höhlenruine bei Hunas/Hartmannshof (Nördliche Frankenalb)

2. Vorbericht

VON FLORIAN HELLER, Erlangen-Nürnberg¹⁾

Zusammenfassung: Zum ersten Mal wird von authentischer Seite ausführlicher über die Ergebnisse einer seit 7 Jahren im Gebiete der nördlichen Frankenalb durchgeführten paläontologisch-urgeschichtlichen Grabung berichtet. Das in einer Höhlenruine bei Hunas (ca. 40 km östlich von Nürnberg) erschlossene viegliedrige Schichtenprofil reicht vom Würm über das Riß-Würm-Interglazial bis in das Riß zurück. Diese Datierung kann sich nicht allein auf eine reiche Ausbeute an Säugetierresten stützen, sondern findet ihre weitere Untermauerung auch durch die petrographisch-pedologische Untersuchung des Sedimentmaterials. Besondere Bedeutung erlangt der Fundplatz schließlich durch die Entdeckung von insgesamt über 250 ortsfremden Silices, die aus nicht weniger als 5 verschiedenen Niveaus des Riß-Wurm und des Riß stammen.

Summary: For the first time here is given a more detailed authentic report on the results of a 7 year series of paleontological-prehistorical excavations in the northern Frankenalb area. In the ruins of an old cave near Hunas (ca. 40 kms east of Nürnberg) a sealed-off profile containing numerous strata was found, which covers a period of time from the Würm, through the Riß-Würm-Interglacial to the Riß ice-age. This determination of the age cannot only be based on the rich mass of mammalian-remains, but also is strengthened by the petrographical-pedological examination of the sediments. Lastly the site obtained a place of special importance by the discovery of a total of more than 250 allochthonous silices, which were recovered from altogether five different Riß-Wurm and Riß levels.

Ohne Wissen und vor allem gegen den Willen des Verfassers dieser Zeilen erschienen Ende Juni/Anfang Juli 1962, von völlig unberufener Hand geschrieben, in der örtlichen Tagespresse Notizen über „sensationelle Höhlenfunde“ im Landkreis Hersbruck/Mfr., bzw. schon weniger richtig, im Suizbacher Land/Opf. Die Art der Aufmachung, eine Mischung von zum Teil unverständener Wahrheit mit reiner Erfindung, wobei von der Entdeckung „des ältesten steinzeitlichen Wohn- und Siedlungsplatzes ganz Europas“ die Rede war, veranlaßte die Presseagenturen sogleich zu einer Belieferung der wichtigsten Zeitungen des In- und Auslandes mit entsprechenden Nachrichten über die so rasch „berühmt“ gewordene Fundstelle. Leider blieb es nicht nur bei dieser unsachlichen Berichterstattung. Vielmehr stellten sich daraufhin am Grabungsort „heimliche“ Helfer ein, die bei ihren „Nachforschungen und Überprüfungen“ erheblichen Schaden anrichteten und die wissenschaftlichen Grabungen störten. Eine herbe Enttäuschung für den Verfasser, der als alleiniger Entdecker jahrelang in aller Stille, unterstützt von wenigen treuen Mitarbeitern, die Untersuchungen durchgeführt hatte! Wissenschaftlichen Kreisen lag bis dahin lediglich ein kurzes Selbstreferat über einen Vortrag vor, welcher anlässlich des III. Internationalen Spelaeologen-Kongresses in Wien gehalten worden war (HELLER 1961). Weitere Vorträge im Rahmen von Fachkolloquien und einigen Tagungen hatten hingegen bewußt keinen schriftlichen Niederschlag gefunden.

Nachdem also vorzeitig und, wie schon betont, auf durchaus ungewöhnlichem Wege gewisse Informationen über eine neue quartärgeologisch-paläontologische und vorgeschichtliche Fundstelle an die Öffentlichkeit gedrungen sind, sieht sich der Verfasser auf besondere Aufforderung hin selbst zu einer Zusammenfassung der bisherigen Forschungsergebnisse veranlaßt.

Seit dem Einsetzen der erdgeschichtlich-paläontologischen Forschung können die Höhlen des Fränkischen Jura als wahre Schatzkammern der Natur gelten. Waren sie es doch, die schon zu Zeiten eines Johann Friedrich ESPER, sodann eines Johann Christian ROSENMÜLLER und August GOLDFUSS die Aufmerksamkeit der wissenschaftlichen Welt auf sich lenkten und wesentlich zur Kenntnis der Tierwelt des „Diluviums“ beitrugen. Freilich repräsentierten die „Zoolithen“ der fossilen Großsäuger und die erst viel später beachteten gelegentlichen Anhäufungen von kleineren und kleinsten Wirbeltieren stets nur die Fauna der jüngsten Abschnitte des Quartärs. Erst ab 1927 erfolgte sodann die Entdeckung von Restvorkommen fossilführender Sedimente in fränkischen Höhlen, die dem Pliopleistozän, bzw. dem ältesten Quartär und Altquartär angehören und erneut wichtige Beiträge zur Stratigraphie und Chronologie des Eiszeitalters in Europa lieferten (HELLER 1930a und b, 1933, 1955a und 1963, BRUNNER 1933).

Zweifellos besteht nun aber zwischen diesen beiden Ablagerungskomplexen eine ganz erhebliche zeitliche Diskrepanz, was zu der Auffassung führte, im gesamten fränkischen und darüber hinaus

¹⁾ Mit einem Beitrag von K. BRUNNACKER auf S. 117 dieses Jahrbuches.

auch im süddeutschen Höhlendiluvium gäbe es keine vollständigeren Schichtenprofile mit älteren als höchstens riß/würm-interglazialen Ablagerungen. (Siehe auch: HELLER 1955b und 1960 a u. b.)

Diese lange Zeit vertretene These muß nach unseren neuesten Erfahrungen jedoch insofern eine gewisse Modifizierung erfahren, als sie offensichtlich nur für jetzt noch als Höhlen existierende, also jederzeit zugängliche Objekte Gültigkeit hat. Schon rein überlegungsmäßig kann dagegen erwartet werden, daß Höhlenruinen vor allem höher gelegener Verkarstungsniveaus außer den bereits nachgewiesenen ältest- und altquartären Ablagerungen auch solche des mittleren Pleistozäns beinhalten. Einer Freilegung derselben stehen allerdings in der Praxis insofern beträchtliche Schwierigkeiten im Wege, als man dabei in erster Linie auf das Vorhandensein von Steinbrüchen angewiesen ist, bzw. sein dürfte, die zufällig Teile alter, verfallener Höhlensysteme anschnitten. Nicht zuletzt bedarf es schließlich auch der Aufmerksamkeit sowie des guten Willens der Steinbruchleute, allenfallsige paläontologische und auch andere Funde rechtzeitig zu melden und die Bergung dieses Materials zu veranlassen.

Wenn im folgenden nunmehr von Vorkommen vorwürmeiszeitlicher Ablagerungen größeren Umfangs berichtet werden kann, so stellt dies einen unerhörten Glücksfall dar und ist nur dem Umstand zu verdanken, daß der Steinbruchbetrieb zum Erliegen kam, bevor die betreffenden Verfüllungen unbemerkt dem Abbau anheimfielen.

Bei einer systematischen Untersuchung des Gebietes auf hochgelegene verfüllte Karsthohlformen kam Verfasser im Mai 1956 nach jahrelanger Pause erstmals wieder in die an der Ostflanke des Steinberges bei Hunas, bzw. Deinsdorf, befindlichen Dolomitbrüche des Malm ϵ . Rötliche Färbung des lockeren Gesteinsmaterials in verschiedenen kleineren Spalten und Höhlungen des Hunaser Steinbruches, welcher der Firma Carl Sebald Söhne, Zementwerke in Hartmannshof, Landkreis Hersbruck/Mittelfranken gehört, ließ unter Umständen geologisch ältere faunistische Funde erwarten, und tatsächlich konnten schon sehr bald an einer Stelle einige kleinere Fragmente zweifellos fossiler Knochen und Zähne aufgesammelt werden. Bei einem späteren Besuch des Steinbruches im Herbst 1956 erregten sodann am Fuß einer mächtigen, steil ansteigenden Schutthalde zahlreiche frei herumliegende, tiefschwarz gefärbte Knochen meine Aufmerksamkeit. Sie entstammten, wie sich bei näherer Untersuchung ergab, mehreren Fossilhorizonten, welche ungefähr 20 Meter darüber in den Restpartien einer großen, völlig verstürzten Höhle anstanden.

Rund 250—300 cbm Gesteinsmaterial, feinste Dolomitsande, kleinere und größere Gesteinsstücke, gröbere Brocken bis zu riesigen Dolomitblöcken und -platten, wurden seitdem in 7jähriger Grabungsarbeit bewältigt und dabei ein überaus buntes, vielgliederiges, fossilführendes Schichtenprofil freigelegt, das stellenweise eine Mächtigkeit bis zu 10 Meter erlangt, ohne daß bisher die eigentliche Felssohle des ehemaligen Hohlraumes erreicht wurde.

Ganz zu oberst (vgl. Abb. 1 im Beitrag BRUNNACKER), unmittelbar unter dem Felsdach liegen, zwar nicht überall entwickelt, reine feingeschichtete bräunliche Dolomitsande (A), die keinerlei Fossilreste enthalten. Sie bilden offensichtlich den Abschluß der gesamten Verfüllungen, was schon daraus ersichtlich ist, daß verschiedentlich auf ihnen Teile der eingestürzten Höhlendecke in Gestalt dicker Dolomitfelsplatten aufruhten.

Die nächstfolgenden Profiglieder in ihren tatsächlichen Zusammenhängen und ihrer Verbreitung richtig zu erkennen, fiel vor allem zu Beginn der Ausgrabungsarbeiten nicht immer leicht, da der petrographische Charakter der Sedimente nach Korngröße, Beschaffenheit der größeren Komponenten (Intensität der Verwitterung, Grad der Verrundung usw.), sowie Färbung zuweilen rasch wechselte und deutliche Abhängigkeit von mindestens 2 ehemaligen größeren Höhleneingängen und verschiedenen Lieferspalten zeigte. Erst beim weiteren Fortgang der Arbeiten wurde immer klarer, daß die Verfüllungsmassen das Material mehrerer, völlig ineinandergeschachtelter Schuttkegel repräsentieren. Zwangsläufig mußten sich somit in den einzelnen Profilschnitten immer neue Bilder ergeben.

Im Normalprofil lagerten unter den geschichteten reinen Dolomitsanden rötlich-braune Dolomitsande mit viel kantigem, zum Teil zersetztem Dolomitschutt (B), sowie bräunlich-lehmige Dolomitsande mit zahlreichen festen Dolomitbrocken (C). Beide Schichtenglieder

enthielten nur spärliche Fossilreste von Höhlenbär, Hirsch, Nashorn usw. Die tieferen gelblich-rötlichen, teils mit eckigen, teils mit auffallend gerundeten Gesteinsbrocken durchsetzten Dolomitsande (D) hingegen lieferten eine reiche Ausbeute an im bergfeuchten Zustande tiefschwarz gefärbten Knochen. Vorwiegend handelte es sich um Reste eines Höhlenbären, sodann um solche von Hirsch, Reh, Biber und Nashorn. Hinzu kommen noch relativ häufig Schneckenschalen von Heliciden.

Deutlich hob sich bei den anfänglich angelegten Längsschnitten eine graue Schicht (E) ab, aus der wiederum zahlreiche tiefschwarz gefärbte, später stark aufhellende Knochenreste geborgen werden konnten: sehr häufig Höhlenbär, seltener Hirsch, Reh, Biber, Wildpferd und Wisent. Nahe dem ehemaligen Südeingang, unter dem dort weit vorspringenden Höhlendach, fanden sich außerdem vereinzelt, dennoch auf engerem Raume beieinander liegend, über 50 Silexstücke, meist stark angewitterte Jurahornsteine, ferner 1 karbonischer Kieselschiefer, welche zum Teil deutliche Spuren einer Bearbeitung erkennen lassen. Beim Fortgang der Grabungen zeigte sich, daß die graue Schicht bergwärts immer schwächer wurde und sich zuletzt ganz verlor. Sehr schön konnte bei Querprofilen gelegentlich eine regelrechte Ablösung der grauen durch die darüberliegende Dolomitsandschicht D beobachtet werden.

Als recht fossilreich erwies sich, wenigstens in ihrem oberen Teil, die folgende, bis zu 1 Meter mächtige gelbgraue Schicht (F). Mit größter Wahrscheinlichkeit darf sie wohl als weniger stark humifizierte untere Partie der grauen Schicht aufgefaßt werden. Das frisch geborgene Knochenmaterial zeigte meist braunrote Färbung und lieferte im großen und ganzen dieselben Arten wie Schicht E.

Mit einer Mächtigkeit von über 1 Meter schloß sich sodann im nordöstlichen Teil der Grabungsstelle ein nahezu fundleerer Komplex grauen bis gelblichen, gelegentlich auch hellbräunlichen Dolomit-Bruchschuttes (G) mit Dolomitsandlagen und einer deutlichen rötlichen Zwischenzone (G₂) an. Nahe seiner Basis fanden sich in weiter Verbreitung stark zersetzte Holzkohlen, teils nur einzelne Flitterchen oder Stückchen, hin und wieder kleinere Nester, aber auch ausgedehntere, zu einer Lage von 5-7 cm Dicke zusammengeschlossene Vorkommen. Die recht schwierige Untersuchung verschiedener Proben durch Dr. A. SELMAIER-München ergab stets „Nadelhölzer“, wobei alle wahrnehmbaren Merkmale des Feinbaues auf die Tanne, bzw. auf eine Art der Gattung *Abies* hindeuten, Durch Feuer gerötete und veränderte Dolomitstücke lieferten ferner den einwandfreien Beweis, daß in der Höhle regelrechte Brandstellen unterhalten worden waren. Kulturelle Hinterlassenschaften des steinzeitlichen Menschen als dem Urheber dieser unübersehbaren Spuren kamen jedoch nur äußerst zögernd und zudem auch überaus spärlich zum Vorschein. Die Grabungen des Jahres 1961 erbrachten trotz stets sorgfältigster Durchsuchung der betreffenden Schichten überhaupt insgesamt nur 4, allerdings unter genauester Beobachtung der Fundumstände gehobene Artefakte aus einem interessanten hellgrauen Kieseloolith, dessen Herkunft vorläufig noch völlig ungeklärt ist. Dieser zwar bescheidene, aber erfreuliche Anfangserfolg berechtigte selbst bei einer gewissen Skepsis zu weiteren Erwartungen.

Unter erstmaliger tatkräftiger Mitwirkung von Herrn Peter SESSLER-Ansbach, dem langjährigen treuen Mitarbeiter des Herrn Dr. K. GUMPERT, ging es daher im Frühjahr 1962 an die Freilegung neuer Querprofilsschnitte, welche zunächst die bereits bekannte Schichtenausbildung zeigten. Aus dem unteren Teil der Bruchschuttschicht (G₃) kamen nur noch 2 größere Abschlüge, einer davon abermals aus dem eben erwähnten Kieseloolith, der andere aus gelblichem Jurahornstein, zum Vorschein. Bald aber machte sich eine deutliche Veränderung in der Ausbildung der roten Zwischenschicht G₂ bemerkbar. Beim weiteren Vortrieb der Grabungen in südwestlicher Richtung und auf einen (?) der früheren Höhleneingänge zu, wurde diese „Zwischenschicht“ auf Kosten der G₃ mächtiger und dunkler, enthielt stellenweise ein bis zu 10 cm starkes Kohlebändchen, trat aber auch manchmal in stark versintertem Zustande auf. Ihren Charakter als Kulturschicht bewies sie schließlich

durch die Herausgabe von insgesamt 180 durchaus ortsfremden Hornsteinstücken, neben Artefakten und kleineren und größeren Retuschsplintern auch etliche rohe Knollen. Dazu gesellten sich reiche Funde an Knochenresten, die wohl zum größten Teil von Jagdbeute des Menschen herrühren dürften. Vorwiegende Formen sind: Höhlenbär, Hirsch, Reh und Elch.

Waren Kleinsäuger- und sonstige Kleinwirbeltierreste in den bisher beschriebenen Schichtgliedern allgemein nur recht spärlich anzutreffen, so stellten sich neuerdings solche in Gesamt-G, hauptsächlich aber in G₂ und G₃ mit ziemlicher Regelmäßigkeit und zugleich in größeren Anhäufungen ein. Auffallend war das mitunter massenhafte Auftreten von Amphibienknochen. Auch Vogelreste waren nicht selten. Unter den Säugetieren herrschen Vertreter des *Microtus arvalis-agrestis*-Formenkreises, *Microtus ratticeps* usw. vor. Für Aussagen in klimatischer Hinsicht ganz besonders bedeutungsvoll ist das, wenn auch spärliche Vorkommen von *Dicrostonyx*, *Cricetiscus* und *Ochotona* (Halsbandlemming, Steppenhamster und Zwergpfeifhase!).

Deutlich hebt sich im Gesamtprofil die nächstfolgende leicht lehmige, graubraune Schicht H ab. Durch zahlreiche rostbraune Flecken und vereinzelte Kohleflitterchen charakterisiert, enthält sie vielfach von Manganausscheidungen dunkel gefärbte Dolomitstücke, deren mitunter stärkere Verrundung und Vermorschung auffällt. Besonders hervorzuheben ist ferner, daß sich anfänglich kaum nennenswerte Knochenreste fanden und die an und für sich spärlichen Fragmente noch dazu einen überaus starken Grad der Zersetzung aufwiesen. Dies und die eigenartige, beinahe als verknetet zu bezeichnende Struktur legen die Frage nahe, ob es sich hier nicht um eine Ablagerung handeln könne, die längere Zeit freilag, also während einer Sedimentationspause den Höhlenboden bildete, der von Tieren und Menschen begangen wurde (Trampelboden!). Herrn Kollegen Dr. FILZER-Tübingen gelang es, in dieser Schicht Pollen festzustellen, die zu 90% von *Pinus* stammen, aber auch Haselnuß, Linde, Eiche, Esche und Erle ausweisen. Während der letztjährigen Grabungen wurde eine Zunahme der durchschnittlichen Mächtigkeit dieser Schicht von bisher 20—25 cm auf 50 cm, ja sogar 85 cm beobachtet. Gleichzeitig mehrten sich die Funde besser erhaltener Knochenreste, unter welchen, neben den schon des öfteren genannten Arten, wie Höhlenbär, Hirsch, Reh usw., die Fragmente mehrerer Elchgeweihe Erwähnung verdienen. Menschliche Zutaten aus Schicht H sind ein Jurahornsteinstück und ein keilförmiges Stück Kalk aus dem Werkkalk des Malm β , das in einer fast schwarz gefärbten Zone lag. An einer Stelle der graubraunen Schicht wurde eine etwa 7 cm starke Kohleneinlagerung angeschnitten, die ein Abschlagstück eines größeren Gangquarzgerölles oder -geschiebes lieferte.

Nur eine geringmächtige Lage bilden gelbliche Lehme (J), welche stellenweise überhaupt nicht als eigentliche Schicht in Erscheinung treten, da sie offensichtlich in Lücken und Hohlräume des darunter folgenden, mehr oder weniger verfestigten gröberen Bruchschuttes (K) abgerieselst sind, bzw. verschwemmt wurden, der dadurch gelbliche Färbung angenommen hat. Vielfach mußten daher die mitunter nesterweise vorkommenden Kleinsäuger- und sonstigen Kleinwirbeltierreste, aber auch größere Knochenfragmente usw. zu einer stratigraphischen Einheit (J+K) zusammengefaßt werden. Die Fauna selbst umfaßt, außer kleinen Vögeln, Fledermäuse, Spitzmäuse, Maulwürfe sowie Nager, darunter bemerkenswerterweise *Apodemus sylvaticus*, womit sich diese Tiergesellschaft mindestens zum Teil als solche des Waldes zu erkennen gibt. Aus dem gelblichen Bruchschutt stammen an größeren Tieren nur vereinzelte Funde von Höhlenbär und Elch (Schädelrest mit Oberkieferzahnung). Von allergrößter Wichtigkeit sind die Unterkiefer-Fragmente eines kapitalen Wildschweines.

Die in den einzelnen Profilschnitten erschlossenen noch tieferen Verfüllungen scheinen folgende weitere Aufgliederung zu rechtfertigen: ein dunkleres, d. h. humoses Band, unter dem abermals z. T. graugefärbter Bruchschutt (L) kommt, der seinerseits gröberen bis

groben Versturzböcken aufliegt, zwischen denen sich als Füllsel gelbliche bis weißliche Dolomitsande finden (2 Meter).

Der zuletzt beschriebene Ablagerungskomplex ist auf Grund der bisherigen Feststellungen nicht gleichartig entwickelt. Im NO der Grabungsstelle besteht nämlich eine durch besonders starkes Einfallen charakterisierte, offensichtlich lokale Sedimentserie unter dem verfestigten Bruchschutt K aus gelbbraunen, gelblichen und rötlichen Dolomitsanden und Feinschutt, sowie kaffeebraunen, gelbbraunen und ockerbraunen mehr oder weniger lehmigen Ablagerungen. Hier wurde auch im Grenzbereich zu dem groben Bruchschutt an der Basis auf einer Felsplatte eine Feuerstelle von 1,45 x 1,50 m Ausdehnung freigelegt, die in einer solchen Tiefe eigentlich nicht erwartet wurde. Leider konnten außer weitgehend zerfallenen Kohlestückchen weder Knochenreste etwaiger Beutetiere des Menschen noch irgendwelche Artefakte entdeckt werden.

In ihrer Gesamtheit ist die faunistische Ausbeute des Diluvialprofils von Hunas überaus beachtlich. Kaum eine Schicht erwies sich als völlig steril. Die Hauptmasse der Funde entstammt allerdings den rötlichen Dolomitsanden (D), der grauen (E) und der gelbgrauen Schicht (F). Der erst nahezu fundleere Bruchschutt (G) machte während der Grabungen des Jahres 1962 vieles wieder wett.

Auffällig ist der stark brüchige Zustand der meisten Kiefer- und größeren Knochenreste. Schon *in situ* weisen diese vielfach deutliche Risse und Sprünge, zuweilen mit regelrechten Versetzungen auf, so daß eine Entnahme aus dem Sediment fast stets nur in Fragmenten erfolgen kann. Gleiches gilt für zahlreiche Zähne, insbesondere für die Eckzähne der Höhlenbären, von denen bisher kaum ein Exemplar beim Bergen völlig intakt blieb. Aber selbst sonst so massive Skelettelemente, wie Phalangen, Metapodien, Carpal- und Tarsalknochen, Patellen usw., zerbrechen mitunter in mehrere Stücke. Die vom Verf. persönlich durchgeführte Konservierung, d. h. das Zusammensetzen des bis heute angefallenen Fossilmaterials nahm allein schon viele Monate in Anspruch.

Häufigste Art der Großfauna von Hunas ist ein Höhlenbär, der hinsichtlich seiner verhältnismäßig geringen Größe und einfachen Zahnskulpturen einen relativ primitiven Eindruck macht. In weitem Abstand, wenn auch durchaus nicht selten, folgen Hirsch und Reh. Weniger häufig finden sich Reste von Elch und Biber, während Wolf, Pferd und Nashorn, Wildschwein und ein Bovide nur in spärlichen Belegen vorliegen. Mit Sicherheit fehlen bisher Höhlenhyäne, Ren und Elefanten. Nennenswerte Mengen von Kleinsäugetern (Fledermäuse, Insektenfresser und Nager), ferner von Vögeln und Amphibien konnten, wie bereits erwähnt, erst im letzten Jahre aufgesammelt werden.

Auf Grund der faunistischen Gegebenheiten, die im Rahmen der Besprechung der einzelnen Schichtglieder ebenfalls schon dargelegt wurden, kann man wohl nur den Schluß ziehen, daß wir es bei den Verfüllungen der ehemaligen Höhle von Hunas in der Hauptsache mit Bildungen zu tun haben, deren Ablagerung vor der letzten Eiszeit anzusetzen ist. Einen wichtigen Fixpunkt bildet hierbei die gut vertretene Fauna der grauen und gelbgrauen Schicht E und F, welche unter allen Umständen nur als zwischeneiszeitlich und zwar riß-würm-interglazial aufgefaßt werden kann. Die hangenden Schichten B/C dagegen verraten durch stärkere Bruchschuttführung zweifellos einen gewissen glazialen Einschlag. Sie scheinen mehr und mehr zur letzten Eiszeit hinüberzuleiten, bzw. bereits den Phasen des Altwürms anzugehören, in dessen Ablauf der weitgehende Einsturz der schon seit langem in Verfall begriffenen Höhle erfolgte.

Konnte sich die Deutung der mächtigen Bruchschuttmassen von G₁-G₃ als glaziale Bildungen bisher lediglich auf den petrographischen Charakter der Ablagerungen stützen, so ist dies mit der Auffindung solch typischer Klimaindikatoren wie Halsbandlemmings usw. nunmehr zur absoluten Gewißheit geworden. Für die zeitliche Datierung dieses Komplexes, ebenso wie der weiteren sich nach unten anschließenden Teile des Profils kommt dann aber nur eine Zuordnung zur Riß-Eiszeit in Frage. Im einzelnen läßt sich,

besonders mit Hilfe der in jeder Hinsicht überaus markanten graubraunen Schicht H, eine noch detailliertere Gliederung vornehmen. Ausweislich des oben mitgeteilten Pollendiagrammes dieser Schicht muß deren Bildung während einer zwar etwas wärmeren Klimaphase, keinesfalls jedoch während eines echten Interglazials erfolgt sein. Nichts ist naheliegender als hier die Einwirkungen eines Interstadials innerhalb der rißzeitlichen Ablagerungen zu vermuten. Diesem könnten auch noch die darunterliegenden gelblichen Lehme (J) und ein Teil des gelblichen Bruchschuttes (K) angehören, wohingegen die noch tiefere Abfolge aus mitunter verhältnismäßig grobem Bruchschutt, ja regelrechten Blockanhäufungen, einen älteren Abschnitt der Rißeiszeit repräsentieren dürfte. Ob der zu jener Zeit erstmals sich anbahnende Verfall der ehemaligen Höhle rein klimatische Ursachen hat oder nicht, wird überaus schwer zu entscheiden sein. Eindeutig ging der Hohlraumzerstörung noch eine allenthalben in Resten gut feststellbare starke Versinterung voraus, die man zweckmäßigerweise am besten in das große Mindel-Riß-Interglazial verlegen wird.

Insgesamt gesehen liegt in der Lokalität Hunas ein für das süddeutsche Höhlendiluvium wohl ziemlich einmaliges und ungewöhnliches Schichtenprofil vor, das besonders durch die noch im Gang befindliche Untersuchung der Faunenreste wertvolle Aufschlüsse zur Feinstratigraphie von Zeitabschnitten erwarten läßt, über die, jedenfalls aus unserem Raum, noch recht wenig bekannt ist. Daß bei den geologisch-paläontologisch ausgerichteten Grabungen gleichzeitig auch Hinterlassenschaften des altsteinzeitlichen Menschen in so unerwarteter großer Zahl, und zwar in nicht weniger als 5 verschiedenen Niveaus, zum Vorschein kamen, unterstreicht die Bedeutung dieser Fundstelle noch mehr.

Literaturverzeichnis

- BRUNNACKER, K.: Die Sedimente in der Höhlenruine von Hunas (Nördliche Frankenalb). (Vorläufiger Bericht). - Eiszeitalter u. Gegenwart 13, S. 117-120, Öhringen/Württ. 1963.
- BRUNNER, G.: Eine präglaziale Fauna aus dem Windloch bei Sackdilling (Oberpfalz). - N. Jb. Min. etc. B, Beil.-Bd. 71, S. 303-328, Stuttgart 1933.
- HELLER, Fl.: Jüngstpliozäne Knochenfunde in der Moggaster-Höhle (Fränkische Schweiz). - Cbl. Min. etc. B, S. 154-159, Stuttgart 1930 (1930a). - - Eine Forest-Bed-Fauna aus der Sackdillinger Höhle (Oberpfalz). - N. Jb. Min. etc. B, Beil.-Bd. 63, S. 247-298, Stuttgart 1930 (1930b). - - Ein Nachtrag zur Forest-Bed-Fauna aus der Sackdillinger Höhle (Oberpfalz). - Cbl. Min. etc. B, S. 60-68, Stuttgart 1933. - - Ein kleiner Bär (*Ursus sackdillingensis* n. sp.) in der cromerischen Fauna der Sackdillinger Höhle (Oberpfalz). - N. Jb. Geol. Paläont., Mh., S. 520-530, Stuttgart 1955 (1955a). - - Fauneninhalt und Schichten der Jungfernhöhle. In: KUNKEL, O.: Die Jungfernhöhle bei Tiefenellern usw. - Münchener Beitr. Vor- u. Frühgesch. 5, S. 52-64, München 1955 (1955b). - - Das Diluvialprofil in der Jungfernhöhle bei Tiefenellern, Landkreis Bamberg. - Erlanger geol. Abh. 34, S. 3-17, Erlangen 1960 (1960a). - - Würmeiszeitliche und letztinterglaziale Faunenreste von Lobsing bei Neustadt/Donau. - Erlanger geol. Abh. 34, S. 19-33, Erlangen 1960 (1960b). - - Ein bedeutsames Profil aus dem fränkischen Höhlendiluvium. - Die Höhle. Z. f. Karst- u. Höhlenkde. 12, S. 92/93, Wien 1961. - - Eine altquartäre Wirbeltierfauna des unteren Cromerium aus der nördlichen Frankenalb. - N. Jb. Geol. Paläont., Abh. 118, S. 1-20, Stuttgart 1963.

Manusk. eingeg. 18. 2. 1963.

Anschrift des Autors: Prof. Dr. Florian Heller, Nürnberg, Gudrunstraße 26.

Die Sedimente in der Höhlenruine von Hunas (Nördliche Frankenalb)

(Vorläufiger Bericht)¹⁾

VON KARL BRUNNACKER, München

Mit 1 Abbildung im Text

Wie früher dargelegt (K. BRUNNACKER 1956), sollen durch die Untersuchung von Höhlensedimenten in erster Linie folgende Probleme einer Klärung näher gebracht werden: Die Unterscheidung von warm- und kaltklimatischen Sedimenten (z. B. Sinter-Frostschutt) steht im Vordergrund der gesamten Untersuchungen. Hierbei kann auf den Grundvorstellungen von R. LAIS (1941) aufgebaut werden. Doch ist dabei weiter von Bedeutung, ob es sich um dem (infolge Abwitterung laufend zurückweichenden) Eingang nahe Ablagerungen handelt, oder ob Material des Höhleninneren vorliegt. Ferner ist zu klären, ob autochthones oder infolge Einwehung bzw. Einschwemmung allochthones Material den Gesteinskörper aufbaut oder daran beteiligt ist. Schließlich sind nachträgliche Veränderungen im Sediment infolge pedogener Vorgänge einschließlich der spezifischen Art der Gesteinsverwitterung und ferner die durch evtl. auch nur kurzstreckige Umlagerung am Höhlenboden bedingten Schichtlücken bzw. -verdoppelungen zu erfassen. Diese Fragen allein durch eine laboratoriumsmäßige Auswertung der Sedimentproben klären zu wollen ist nicht sinnvoll; es kommt vielmehr auf eine Verknüpfung der hierbei gemachten Befunde mit den am Aufschluß möglichen Beobachtungen an.

Die Sedimente in der Höhle von Hunas (ca. 35 km östlich von Nürnberg) wurden seit 1957 auf Anregung von Herrn Prof. Dr. Fl. HELLER — dem Entdecker und Ausgräber der Höhle — von mir untersucht (vgl. HELLER 1963). Gemäß dem bisherigen Stand dieser Arbeiten lassen sich folgende zusammenfassende Angaben machen:

Die Höhle ist im Frankendolomit angelegt; deshalb sei zuerst auf den eigenartigen Verwitterungsablauf des Dolomitgesteins, der sich scheinbar anders verhält als bei Kalkstein, hingewiesen. Im Rahmen chemischer, jedoch nicht unbedingt warmklimatischer Lösungsvorgänge wird nämlich dem Dolomit ein leichtlöslicher Bestandteil entzogen. Damit „vermorscht“ das Gestein zusehends und zerfällt schließlich zur feinsandigen „Dolomit-Asche“. Derartig morsches Gestein vermag natürlich keinen scharfkantigen Frostschutt mehr zu liefern. Andererseits verliert Frostschutt seine typische Ausbildung bei nachträglicher Einwirkung solcher Lösungsvorgänge, da denselben vor allem Ecken und Kanten ausgesetzt sind. Kleinere Gesteinskomponenten werden außerdem bei gleicher Lösungsintensität stärker angegriffen als größere. Vermorschungs- und Rundungsgrad der einzelnen Schuttbestandteile laufen somit einander ungefähr parallel. In Abb. 1 wurde dazu als Beispiel das Verhalten einer der untersuchten, eine Aussage gestattenden Fraktion (5—20 mm ϕ) zur Darstellung gebracht.

Das Grundprinzip der Sedimentation in der Höhle von Hunas zeigt damit unter Berücksichtigung der eingangs genannten Gesichtspunkte folgenden Ablauf vom Liegenden nach dem Hangenden:

„Sinter (und Tropfstein) — Blockschutt — Schwemmschicht — Frostschutt — Blockschutt“ in einem älteren Sedimentationszyklus und: „völlig morscher, humoser Schutt — Blockschutt — Frostschutt“ in einem jüngeren Zyklus, der infolge totaler Verfüllung der Höhle nicht mehr vollständig abzulaufen vermochte. Im älteren Zyklus liegt eine eingangsfjernere und im jüngeren eine eingangsnahere Ausbildung vor. Beim älteren Zyklus ist außerdem die enge zeitliche Verknüpfung von Sinter mit nachfolgendem Blockschutt nicht voll gesichert.

¹⁾ Ergänzender Beitrag zu der Arbeit von Fl. HELLER auf S. 111 dieses Jahrbuches.

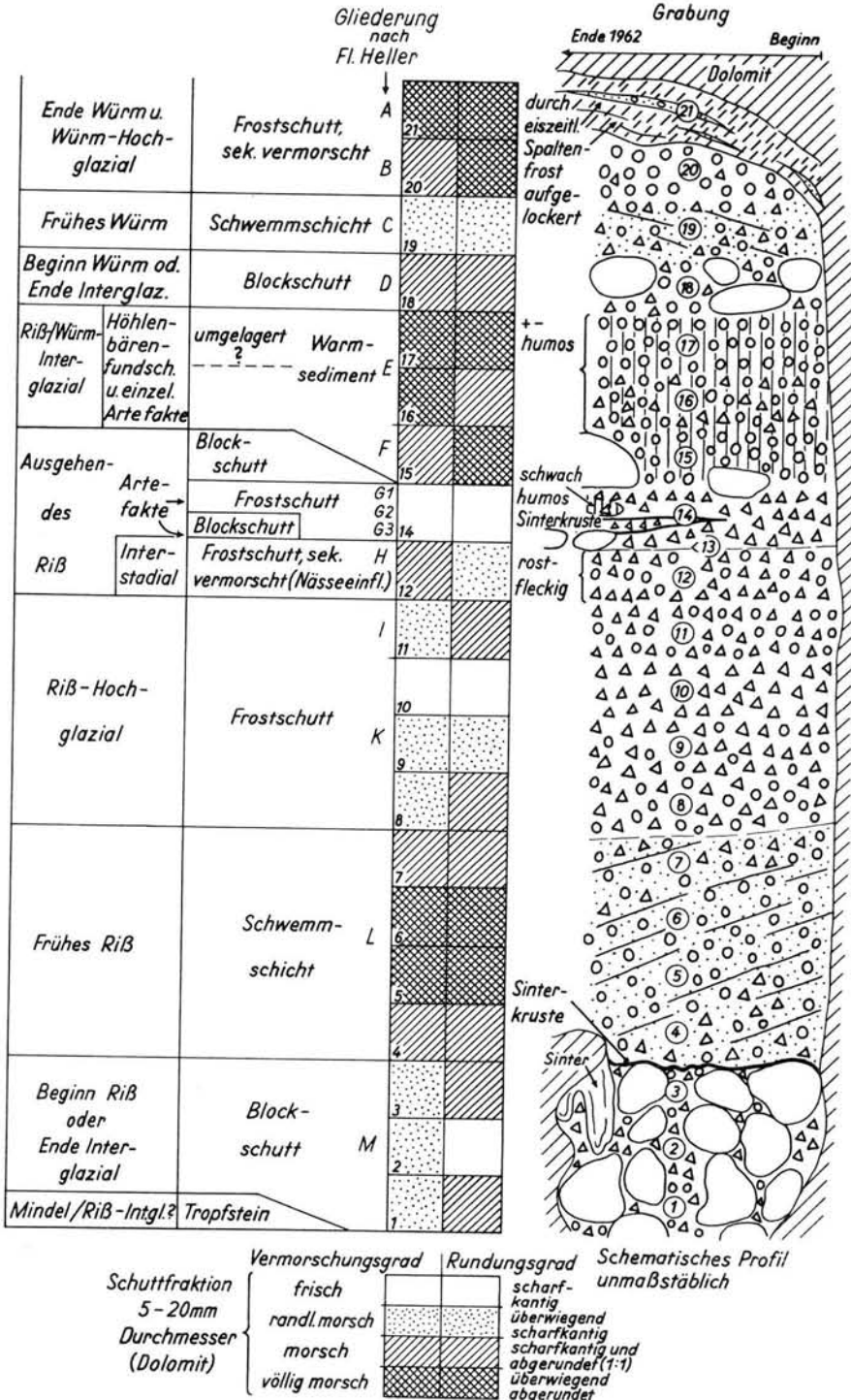


Abb. 1. Aufbau und Gliederung der Sedimente in der Höhle von Hunas (Mächtigkeit der aufgeschlossenen Verfüllung: rd. 6-7 m).

Damit ergibt sich folgende Deutung (Abb. 1):

1. Der Sinter (älterer Zyklus?) und der humose völlig morsche Dolomitschutt (jüngerer Zyklus) gehen sicherlich auf warmklimatische Bildungsumstände zurück.

2. Der jeweils nachfolgende Blockschutt wird als Verbruch gedeutet, der durch die vorangegangene Abwitterung längs der Klüfte und Spalten am Höhlendach und die dadurch bedingte Gesteinsauflockerung ausgelöst wurde. Möglicherweise hat die in Annäherung an die nachfolgende Kaltzeit zunehmend tiefer in das Gestein greifende Frostwirkung zusätzlich mitgeholfen.

3. Die darauf folgende Schwemmschicht enthält viel Material der Oberfläche, also stark verwitterte Dolomitkomponenten (älterer Zyklus) bzw. Terra-fusca-Material (jüngerer Zyklus). Diese Schwemmschicht wird den Solifluktionvorgängen ungefähr gleichgesetzt, die im periglazialen Raum in den Anfangsphasen einer Eiszeit besonders wirksam zu sein pflegen.

4. Darauf folgt jeweils typischer Frostschutt, der ein Ergebnis der eiszeitlichen, vorwiegend mechanischen Gesteinsaufbereitung darstellt.

5. Abschließend kommt es im älteren Zyklus noch einmal zur Bildung von Blockschutt. Entsprechend E. SCHMID (1958) wird darin eine Folge der Auflösung des Dauerfrostbodens am Ende einer Eiszeit gesehen. Im jüngeren Zyklus fehlt diese Blockschuttbildung; sie ist jedoch in einer anderen Höhle (Hohler Stein bei Schambach, südliche Frankenalb) für diesen letzteiszeitlichen Ablauf ebenfalls nachgewiesen.

Der jüngere Zyklus von Hunas umfaßt das Riß/Würm-Interglazial und die Würmeiszeit, zumindest das Frühwürm. Theoretisch wäre allerdings auch ein wesentlich höheres Alter denkbar, was aber nicht allein wegen des labilen Zustandes solcher Höhlensedimente, sondern auch aus paläontologischen und urgeschichtlichen Erwägungen unwahrscheinlich ist; denn das darunter liegende Sedimentpaket gehört damit in das Mindel/Riß-Interglazial (möglicherweise ist der Sinter noch älter?) und in die Rißeiszeit — also in stratigraphische Bereiche, aus denen bisher kaum Höhlensedimente in Mitteleuropa bekannt geworden sind.

Eine auf interstadiale Bedingungen rückgeführte Einschaltung (Vernässung mit Begeleitscheinungen) gliedert den oberen Teil des Frostschuttes der Rißeiszeit weiter auf. Begehung durch den Menschen ist hier durch Artefakte nachgewiesen. Die Grabungen haben im unmittelbar darüberliegenden, also endrißeiszeitlichen Frostschutt zahlreiche Artefakte erbracht. Bei Ende der Jahresgrabung 1962 war schließlich hier eine eingangsnah Ausbildung aufgeschlossen, die bei der Exkursion der Deutschen Quartärvereinigung anlässlich der Tagung 1962 gezeigt werden konnte, die jedoch in Abb. 1 wegen der noch ausstehenden speziellen Untersuchung nur angedeutet ist: Dieser oberste Abschnitt der rißeiszeitlichen Ablagerungen gliedert sich jetzt auf: Frostschutt (Probe-Nr. 14) — Blockschutt — humushaltiger, z. T. relativ morscher Schutt mit Artefakten — Blockschutt. Eine genauere Eingliederung dieser damit angedeuteten Unterteilung in die Detailgliederung der Rißeiszeit auf Grund der Verhältnisse im glazialen Raum bzw. der Periglazialprofile ist vorläufig nicht möglich. Doch zeigt sich dafür — und damit auch für die noch nicht einmal ältesten Begehungen durch den paläolithischen Menschen — eine Stellung im Grenzbereich des rißeiszeitlichen Frostschuttes zu dem das Riß abschließenden Blockschutt — also im Spätglazial der Rißeiszeit an.

Schrifttum (Auswahl):

BRUNNACKER, K.: Die Höhlensedimente im Hohlen Stein bei Schambach. - Geol. Bl. NO-Bayern, 6, S. 21-32, Erlangen 1956.

HELLER, Fl.: Ein bedeutsames Quartärprofil in einer Höhlenruine bei Hunas/Hartmannshof (Nördliche Frankenalb) 2. Vorbericht. - *Eiszeitalter u. Gegenwart* **13**, S. 111-116, Öhringen/Württ. 1963.

LAIS, R.: Über Höhlensedimente. - *Quartär*, **3**, S. 56-108, Berlin 1941.

SCHMID, E.: Höhlenforschung und Sedimentanalyse - ein Beitrag zur Datierung des Alpenen Paläolithikums. - *Schriften d. Inst. f. Ur- u. Frühgeschichte d. Schweiz*, **13**, Basel 1958.

Manusk. eingeg. 18. 2. 1963.

Anschrift des Autors: Privatdozent Dr. Karl Brunnacker, Bayer. Geol. Landesamt, München, Prinzregentenstraße 28.

Jungpaläozoische Glazialsuren auf dem Arabischen Schild

Vorläufige Mitteilung

Von AHMED H. HELAL, Ryad

Ausgedehnte geologische Kartierungen des Ministry of Agriculture von Saüdi Arabien werden zur Zeit westlich des Rub al-Khali an den Südausläufern des Dj. Tuwaik zur Wassererschließung durchgeführt.

Detailliertere Profilstudien im Gebiet zwischen 18°—19° nördl. Br. und 44°30'—46° östl. v. Greenwich (vgl. Abb. 1) ergeben östlich des Dünenfeldes von Nefud Ed Dahi an den Westabstürzen des Dj. Tuwaik folgendes allgemeine und regional weitverbreitete Profilbild:

Hangendes	37 m	Kalke, Dolomite, sandige Kalke und Mergel der Tuwaik-Folge	U. Jura Tuwaik-Schichten
	4 m	Fossilreiche Korallenkalke mit Milleporinen	
	2 m	Feinkörnige Sandsteine	
		(Schichtenlücke)	
	1 m	Feinkörniger, sandiger Kalk	O. Perm Khuff-Schichten
	2 m	Massiger, grauer Kalk, gelegentlich mit Bellerophontiden und Lamellibranchiaten	
	3 m	Braune, feinkörnige Quarzsandsteine, gelegentlich grobklastische Einlagerungen mit Kristallin-Geröllen	
		(Schichtenlücke)	
	15 m	Grüne und braune sandige Schiefertone	Permokarbon Wajid-Sandstein
	10 m	Rötlich-braune, sandige Mergel mit festen Sandsteinbänken	
	4 m	Graue Sandsteine und Konglomerate mit wohlgerundeten, kristallinen Geröllen (vorwiegend basische und ultrabasische)	
	30 m	Feinkörnige, helle, graue und braune Sandsteine mit Schrägschichtung und konglomeratischen Einlagerungen.	
	9 m	Rote Sandsteine und sandige Tone.	
	28 m	Gelb-graue, wenig verfestigte, schlecht sortierte Folge aus Geröllen, Sanden, sandigen Tonen. Im mittleren Profiltail gutgerundete, riesige, kristalline Blöcke (bis 3 m Durchmesser, vorwiegend Granite und Granodiorite)	
	17 m	Gelbgraue, lockere, z. T. tonige Sande	
		Liegendes unter quartärer Dünenbedeckung des Nefud Ed Dahi.	

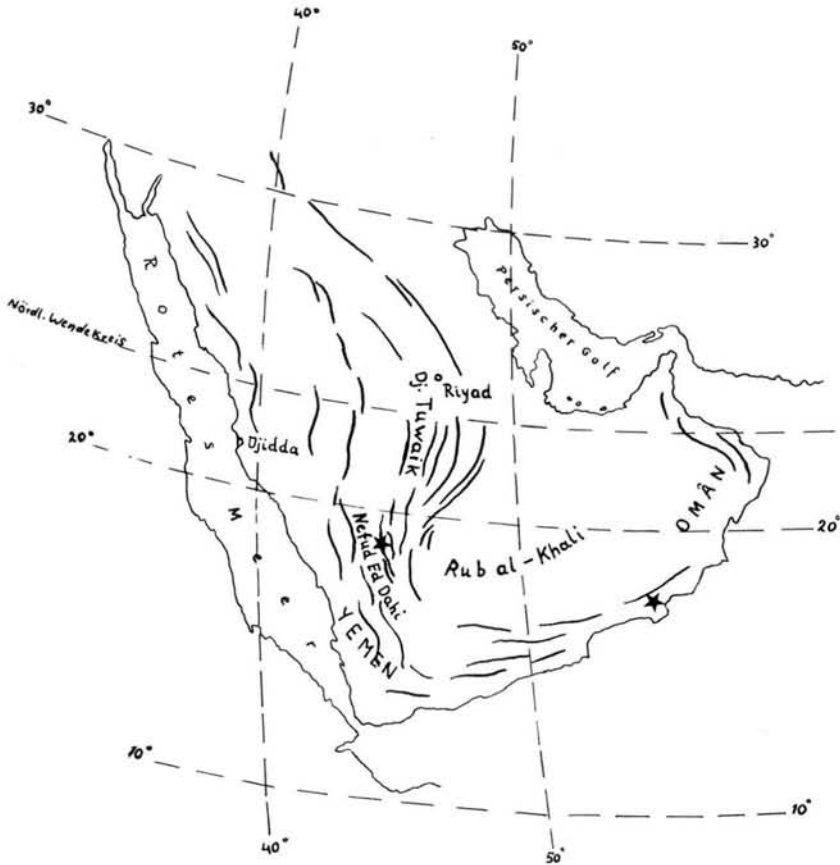


Abb. 1. Vorkommen von Glazialspuren in Arabien. * = Tillit-Funde.

Im Wajid-Sandstein konnten in diesem Gebiet noch keine Fossilien beobachtet werden. Man findet aber in diesem Schichtenstapel weiter nördlich fossile Hölzer, die auf ein permokarbonisches Alter hinweisen. Noch ältere, paläontologisch zu datierende Ablagerungen sind im weiteren Bereich nicht bekannt; stattdessen tritt das Grundgebirge des Arabischen Schildes ungefähr 100 km weiter westlich allgemein zutage (Granite, Syenite, Gneise etc.).

Wegen der teilweise gewaltigen Größe ortsfremder und zudem geschrammter Blöcke, ihrer unsortierten Einlagerung im Schichtenverband, ihrer weiten Verbreitung und Verzahnung mit offensichtlich fluviatilen Ablagerungen läßt sich der Schluß ziehen, daß es sich mindestens bei der unteren „Konglomeratlage“ um permokarbonische Tillite handelt. Der Transportweg darf mit gutem Grund als von Westen nach Osten verlaufend angenommen werden.

Es ist dies der zweite Hinweis für jungpaläozoische Vereisungsspuren in Arabien, nachdem erst vor einigen Jahren HUDSON (vgl. in SCHWARZBACH, 1961 und KING, 1958) ähnlich ausgebildete Profile mit Tilliten aus dem südwestlichen Oman (Abb. 1) angegeben hat. Jedoch sind die vom Dj. Tuwaik genannten Vorkommen an die 1000 km weiter westlich gelegen.

Beide arabische Vorkommen liegen in ähnlichem stratigraphischen Niveau und schließen an die bekannten und viel diskutierten, indischen Vorkommen an (vgl. SCHWARZBACH, 1961).

Angeführte Schriften

KING, L. C.: Basic palaeogeography of Gondwanaland during the late Palaeozoic and Mesozoic eras. - Q. J. G. S., 114, London 1958.

SCHWARZBACH, M.: Das Klima der Vorzeit. - 2. Aufl., Stuttgart 1961.

Manusk. eingeg. 29. 3. 1963.

Anschrift des Verf.: Dr. Ahmed H. Helal, King-Saud-University, Geol. Dept., Fac. of Science, Ryad, Saüdi Arabien.

Eine mittelpaläolithische Formengruppe und das Problem ihrer geochronologischen Einordnung¹⁾

VON GERHARD BOSINSKI, Köln

Mit 9 Abbildungen und 1 Tabelle

Zusammenfassung: Levalloisien und Acheuléen sind keine unterschiedlichen Kulturen, sondern lediglich 2 Komponenten eines Komplexes, der, der ursprünglichen Definition folgend, als Acheuléen zu bezeichnen ist. Dem Acheuléen zuzurechnende nordwestdeutsche Funde, zur exakteren Erfassung als *Lebenstedter Gruppe* bezeichnet, werden in ihrem Formenschatz und ihrer geochronologischen Stellung untersucht.

Abstract: Levalloisien and Acheuléen are no different cultures but only two components of one complex which is to describe as Acheuléen, following the original definition. The essay deals with artifacts and geochronological position of some finds in northwestern Germany belonging to the Acheuléen. For these finds I suggest the term *Lebenstedter Gruppe*.

Résumé: Levalloisien et Acheuléen ne sont pas des industries différentes, mais seulement 2 composantes d'un complexe, qui est déclaré comme Acheuléen suivant la définition originale. Les gisements acheuléennes au nord-ouest d'Allemagne déclarées comme *Lebenstedter Gruppe* sont examinées à leur richesse des formes et à leur position géo-chronologique.

Die folgenden Darlegungen erwachsen aus meiner Dissertation über „Das Mittelpaläolithikum im westlichen Mitteleuropa“; dort sind die unten angeführten Inventare dokumentiert (Katalog und Tafeln), so daß hier auf weitere Abbildungen verzichtet werden kann.

Bei der Beschreibung und formenkundlichen Charakterisierung der Funde sowie bei der anschließenden Untersuchung zur Chorologie und relativen Chronologie kommen Methoden der Urgeschichte zur Anwendung. Dagegen ist zur geochronologischen Fixierung der hier behandelten mittelpaläolithischen Formengruppe eine Mithilfe der Geologie notwendig.

A. Nordwestdeutsche Fundstellen

1952 wurden durch die Initiative A. TODE's in der Nähe von Salzgitter-Lebenstedt in einer Tiefe von über 4 m zahlreiche Artefakte in planmäßiger Ausgrabung geborgen (Vorbericht: TODE 1953)²⁾. Einige Faustkeile sind vorhanden: Langschmale, spitze Typen mit im Längsschnitt kontinuierlich verdicktem Ende (TODE 1953, Abb. 7, 1 - S. 201; auch das große Stück ebenda, Abb. 8 - S. 202 gehört zu diesem Typ); kleinere, annähernd dreieckige Faustkeile, in der Regel nur an den Kanten und an der Spitzenpartie besser bearbeitet; massive, über 10 cm lange Faustkeile mit verdicktem, nur grob behauenen Ende und im Querschnitt flacher, verrundeter Spitzenpartie (ebda, Abb. 5, 2 - S. 198; Abb. 6, 2 - S. 199). Eine weitere wichtige Werkzeugform sind die in Lebenstedt zahlreichen blattförmigen Schaber: annähernd ovale Artefakte mit bogenförmiger, dorsal und ventral geschärfter Arbeitskante; die Gegenkante ist in sich alternierend behauen, zickzackförmig und als Arbeitskante völlig ungeeignet (ebda, Abb. 14 - S. 209).

Häufig sind einfache Schaber mit leicht konvexer oder annähernd gerader, nur dorsal retuschierter Arbeitskante parallel zur Schlagrichtung (ebda, Abb. 11 - S. 205; Abb. 12 - S. 206). Diese Werkzeuge besitzen oft eine fazettierte Schlagfläche, bzw. es handelt sich um Levalloisabschläge, deren eine Längskante dorsal retuschiert ist. Breitschaber (raclours

1) Vortrag auf der Deuqua-Tagung 1962 in Nürnberg.

2) Herrn Dr. A. TODE, Braunschweig, danke ich für die Erlaubnis zum ausführlichen Studium der Funde noch vor dem Erscheinen der Lebenstedt-Monographie, die für die Schriftenreihe „Fundamenta“ vorbereitet wird.

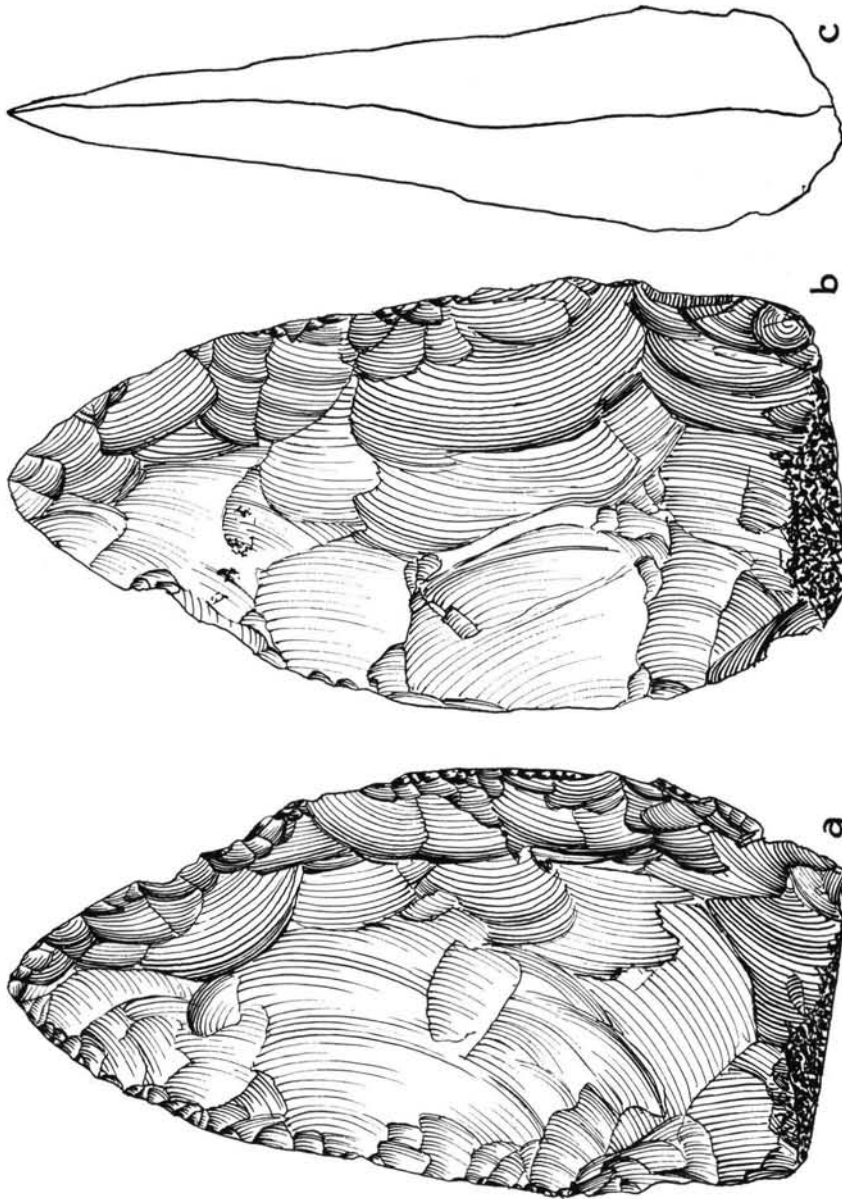


Abb. 1. Herne (1:1). Langschmaler Faustkeil.

transversaux) fehlen vollständig (die unübliche Orientierung der Schaber ebda, Abb. 11 und Abb. 12, 1-2 könnte zu Verwechslungen Anlaß geben). Schaber mit zwei Arbeitskanten (Doppelschaber, Winkelschaber, Spitzschaber) wurden in Lebenstedt nicht gefunden.

Wichtigste Spitzenform sind große Levalloisspitzen (ebda, Abb. 10, 4 - S. 204). Daneben kommt eine Sonderform vor: breitflache Abschlüge, meist mit fazettierter Schlagfläche, deren leicht verrundete Spitzenpartie dorsal im oberen Drittel flächenretuschiert ist (wie das aus Herne abgebildete Stück: Abb. 4). Weitere Spitzenformen, insbesondere

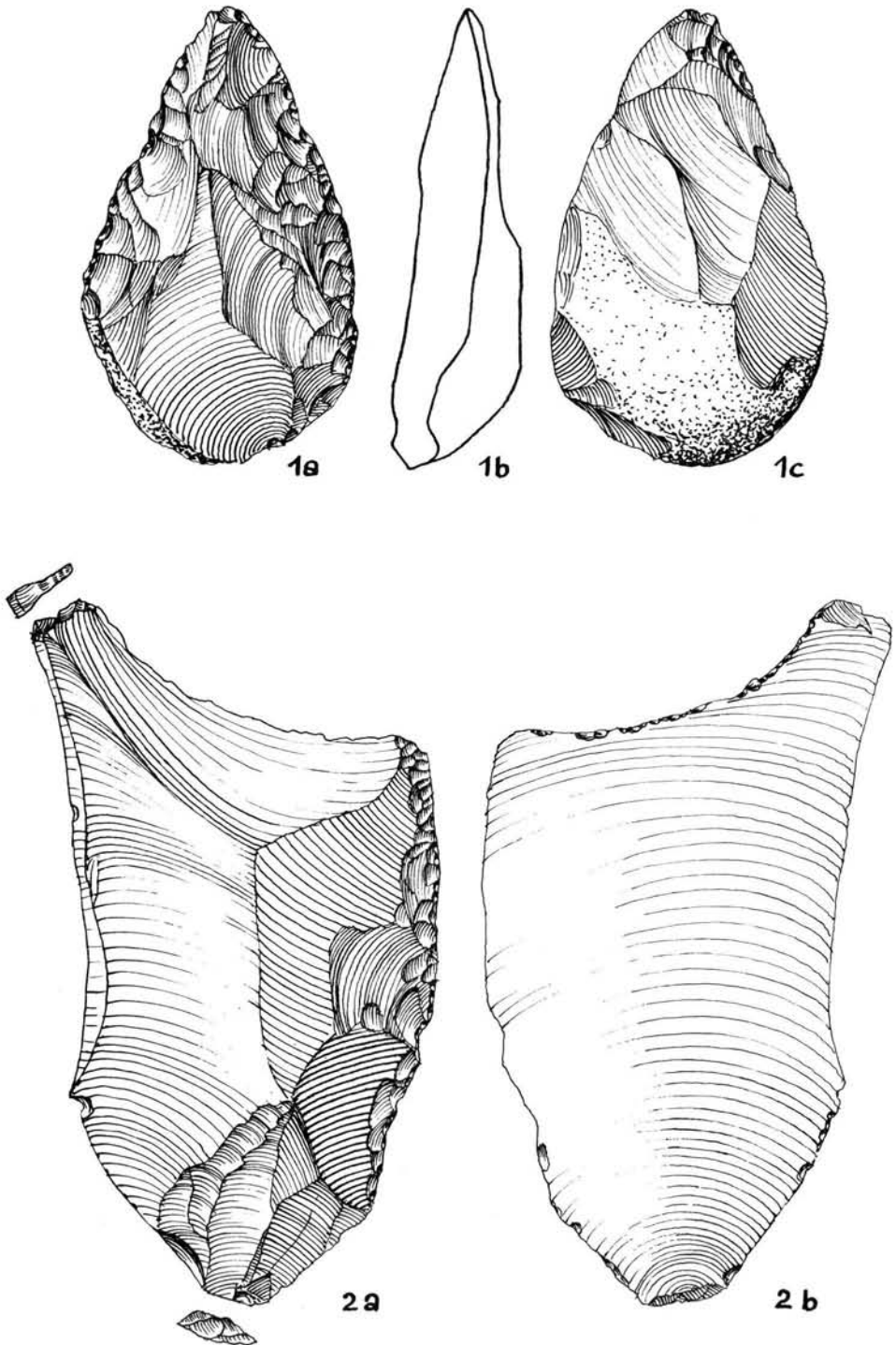


Abb. 2. Herne (1:1). Faustkeil (1) und Schaber (2).

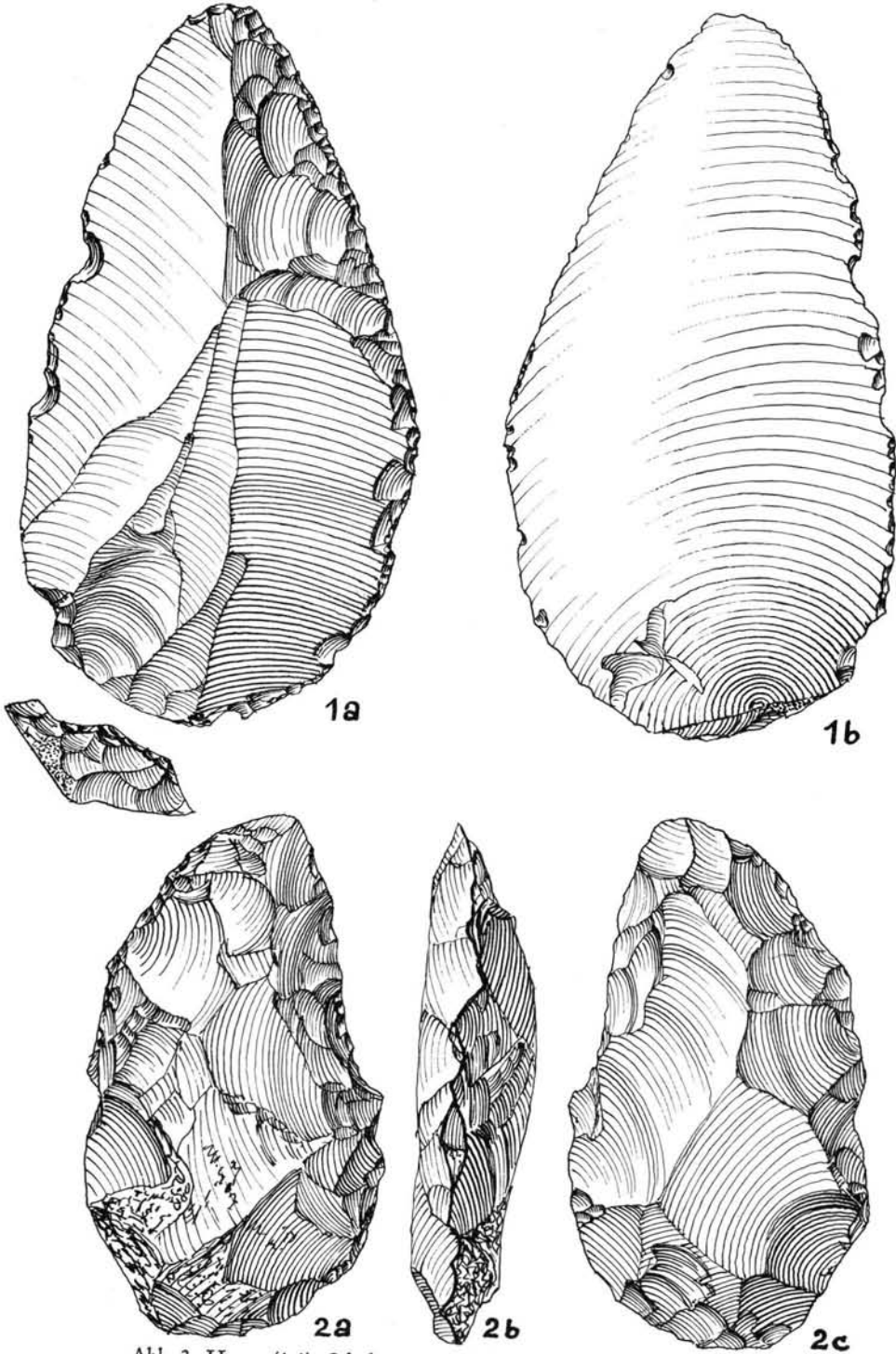


Abb. 3. Herne (1:1). Schaber (1) und blattförmiger Schaber (2)

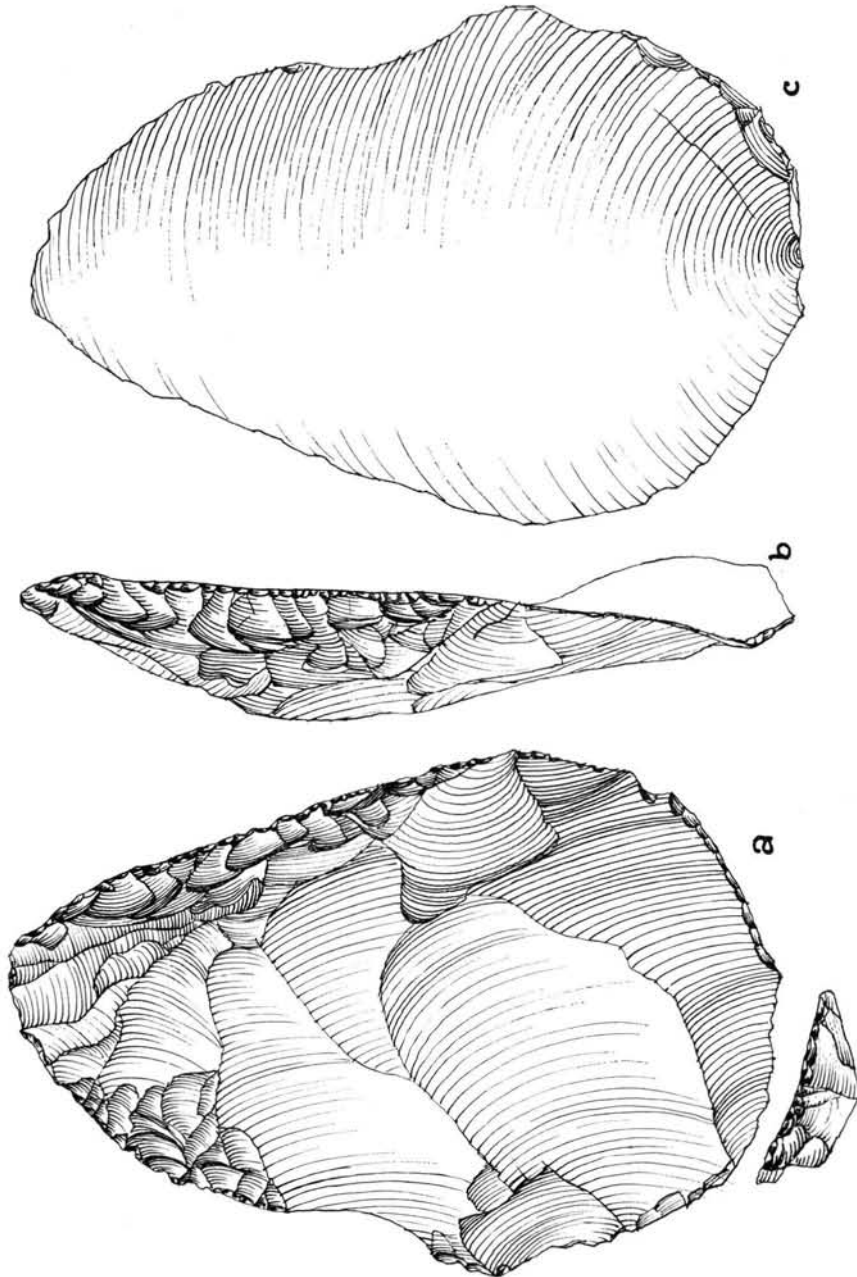


Abb. 4. Herne (1:1). „Herner“ Spitze.

Spitzen mit retuschierten Kanten, fehlen. Schmalklingen, darunter an einer oder beiden Längskanten dorsal retuschierte Stücke, kommen vor. Mitbestimmend für den Charakter des Inventars sind zahlreiche Abschlüge von klassifikatorischer Bedeutung: Breitflache, größere Levalloisabschlüge (38 Stück; z. B. TODE 1953, Abb. 10 - S. 204) kommen neben kurzgedickten Clactonabschlügen (ebda, Abb. 9 - S. 203) vor. Wichtigste Kernsteinform sind

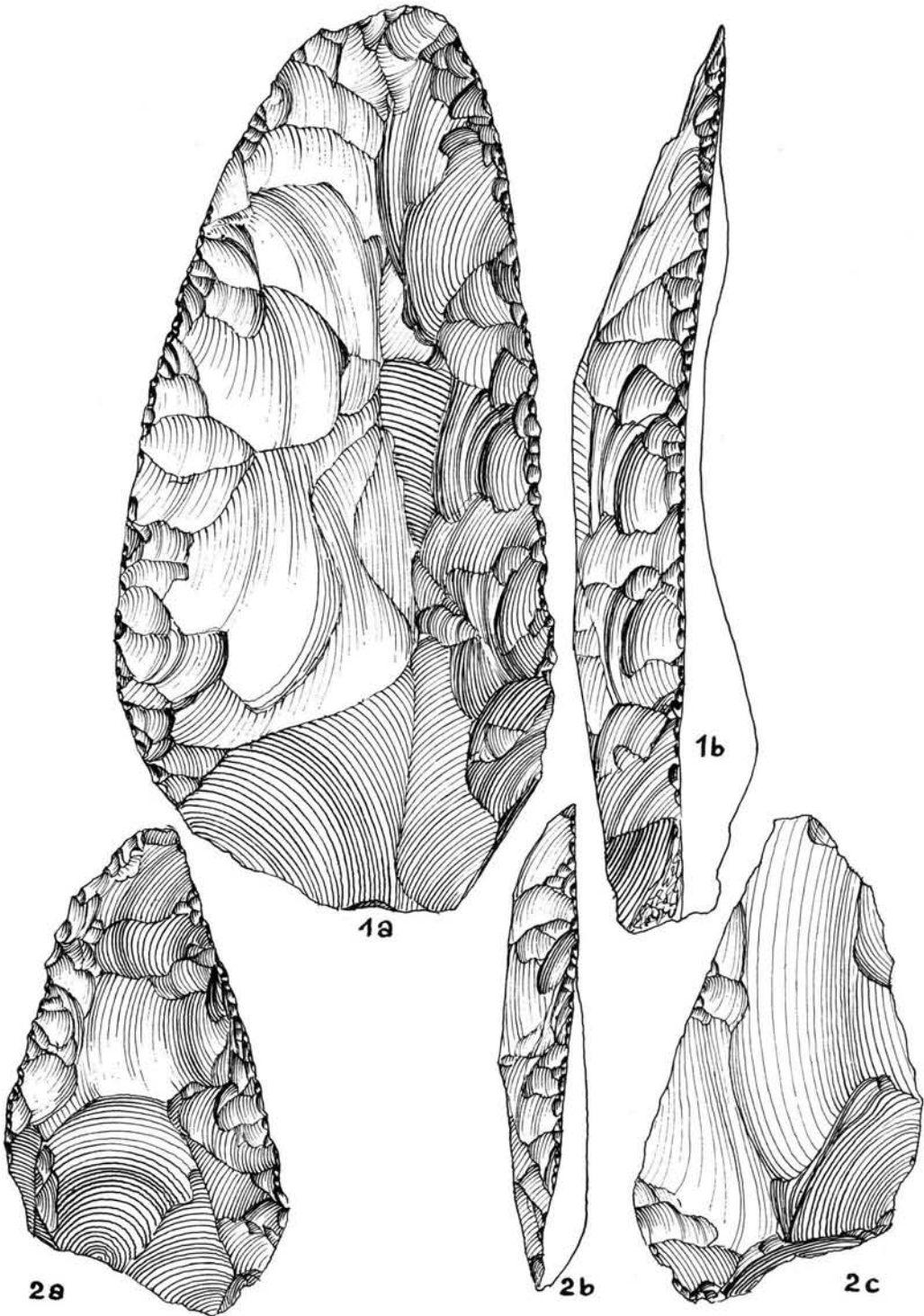


Abb. 5. Herne (1:1). „Herner“ Spitze (1) und kleiner Halbkeil (2)

Schildkerne; weiterhin bemerkenswert ist ein konischer Nukleus mit glatter Standfläche (wie Abb. 8, 1).

In Herne konnte E. KAHRs (1925, 1928) schon 1911 beim Bau des Rhein-Herne-Kanals ähnliche Funde bergen. Auch hier sind zunächst Faustkeilformen zu nennen: ein langschmales, spitzes Stück mit gleichmäßig verdicktem Ende (Abb. 1)³⁾ steht neben kleinen, annähernd dreieckigen Faustkeilen, die, wie in Lebenstedt, nicht völlig durchgearbeitet und nur an den Kanten und an der Spitze besser retuschiert sind (Abb. 2, 1). Die blattförmigen Schaber sind durch ein Stück belegt (Abb. 3, 2 - aufgeklappt ist die der Arbeitskante gegenüberliegende, zickzackförmig verlaufende Kante). Bei den einfachen Schabern (Abb. 2, 2; Abb. 3, 1) handelt es sich gleichzeitig um typische, breitflache Levalloisabschläge, deren eine Längskante dorsal retuschiert ist.

Auf die in Abb. 4 wiedergegebene Spitzenform wurde schon in Lebenstedt hingewiesen: ein breiter Abschlag mit leicht verrundetem, nur dorsal im oberen Drittel flächig retuschierten Spitzenteil (Herner Spitze). Auch das Werkzeug Abb. 5, 1, in der Literatur manchmal als Halbkeil bezeichnet, stellt eine „Herner“ Spitze dar. Das Stück unterscheidet sich nur durch die glatte Schlagfläche und die weiter auf die Fläche greifende Retuschierung von dem zuerst beschriebenen Beispiel. Aus Herne liegt weiter ein kleiner Schildkern vor.

Ganz entsprechend ist die Zusammensetzung der von K. H. JACOB-FRIESEN (1949) bekanntgegebenen Leinetalfunde. Die Faustkeilformen von Hannover-Döhren: Langschmale, spitze Stücke mit gleichmäßig verdicktem Ende (JACOB-FRIESEN 1949, Abb. 8 - S. 33); breitreieckige Faustkeile, nur unvollständig durchgearbeitet (ebda, Abb. 9 - S. 35); massive breitreieckige Faustkeile, über 10 cm lang (z. B. ebda, Abb. 5/6 - S. 27-29). Unter den massiv-breitreieckigen Stücken gesondert zu nennen ist ein schweres, regelmäßiges Werkzeug (ebda, Abb. 1/2 - S. 19-21). Wie in Lebenstedt und Herne, kommen auch in Döhren blattförmige Schaber mit bogenförmiger, dorsal und ventral geschärfter Arbeitskante (ebda, Abb. 20 - S. 57) vor. Die der Arbeitskante gegenüberliegende Kante ist stets gröber, oft in sich alternierend behauen. Gut vertreten sind Schmalklingen (ebda, Abb. 17/18 - S. 51-53), dazu zahlreiche Levalloisabschläge (ebda, Abb. 14/15 - S. 45-47) und einige Clactonabschläge (in Hannover, Niedersächsisches Landesmuseum, liegt noch eine größere Anzahl von JACOB-FRIESEN nicht abgebildeter Clacton- und Levalloisabschläge).

Wichtigste Kernsteinform sind auch in Döhren Schildkerne. Dazu kommt ein konischer Nukleus mit glatter Standfläche (Abb. 8, 1), der seine genaue Entsprechung in einem Lebenstedter Stück findet.

Aus Rethen liegt mit einem langschmalen, spitzen Faustkeil (JACOB-FRIESEN 1949, Abb. 25/26 - S. 67-69) eine aus den vorstehend beschriebenen Inventaren schon hinreichend bekannte Werkzeugform vor. Eine Besonderheit ist dagegen die große, langgestreckte-ovale Faustkeil (ebda, Abb. 21/22 - S. 59-61), der einer *limande* nahekommt. Durch das verdickte, stumpfe Ende kann das Stück auch in die Nähe der oben genannten langschmalen Faustkeile gestellt werden. Annähernd dreieckige Faustkeile sind in Rethen zahlreich. Auch hier sind diese Werkzeuge in der Regel nicht völlig durchgearbeitet (ebda, Abb. 30 - S. 77). Massive breitreieckige Faustkeile fehlen nicht (ebda, Abb. 23/24 - S. 63-65).

Von den blattförmigen Schabern (ebda, Abb. 47 - S. 111) war schon wiederholt die Rede. Für die Publikationserlaubnis der beiden schönen Stücke Abb. 6, 1 und Abb. 7, 1 danke ich Herrn W. ADRIAN, Bielefeld. Erst nach der Veröffentlichung durch K. H. JACOB-FRIESEN gefunden wurde ein kleinerer blattförmiger Schaber, der hiermit nachgetragen sei (Abb. 7, 2). Ferner sind einfache Schaber mit leicht konvexer, nur dorsal retuschierter Arbeitskante parallel zur Schlagrichtung vorhanden (Abb. 6, 2). Wie an den übrigen Fund-

³⁾ Zeichnungen: H. BOSINSKI und E. PROKOP.

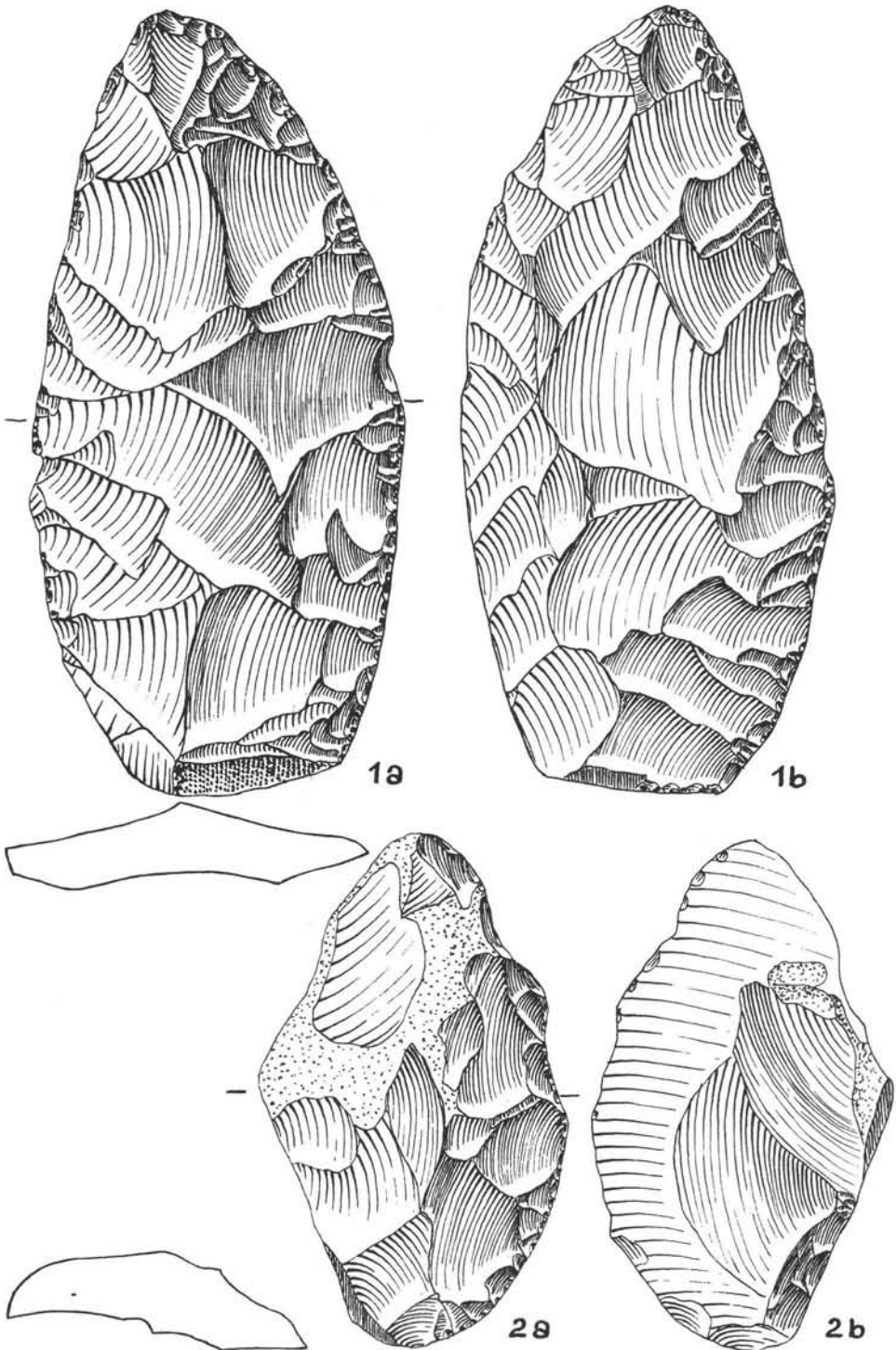


Abb. 6. Rethen (1:1). Blattförmiger Schaber (1) und einfacher Schaber (2).

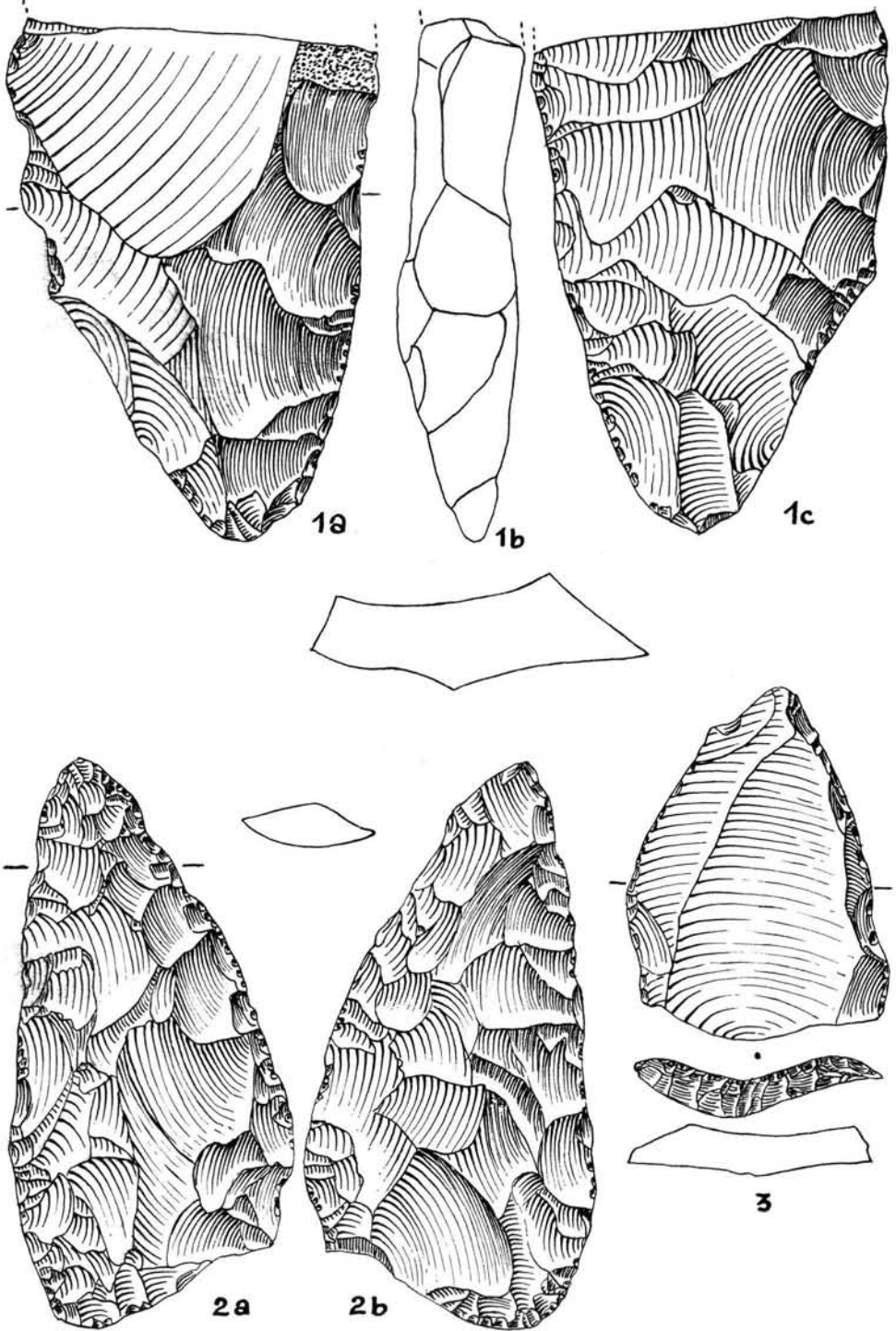


Abb. 7. Rethen (1:1). Blattförmige Schaber (1-2) und Levallois-Spitze (3).

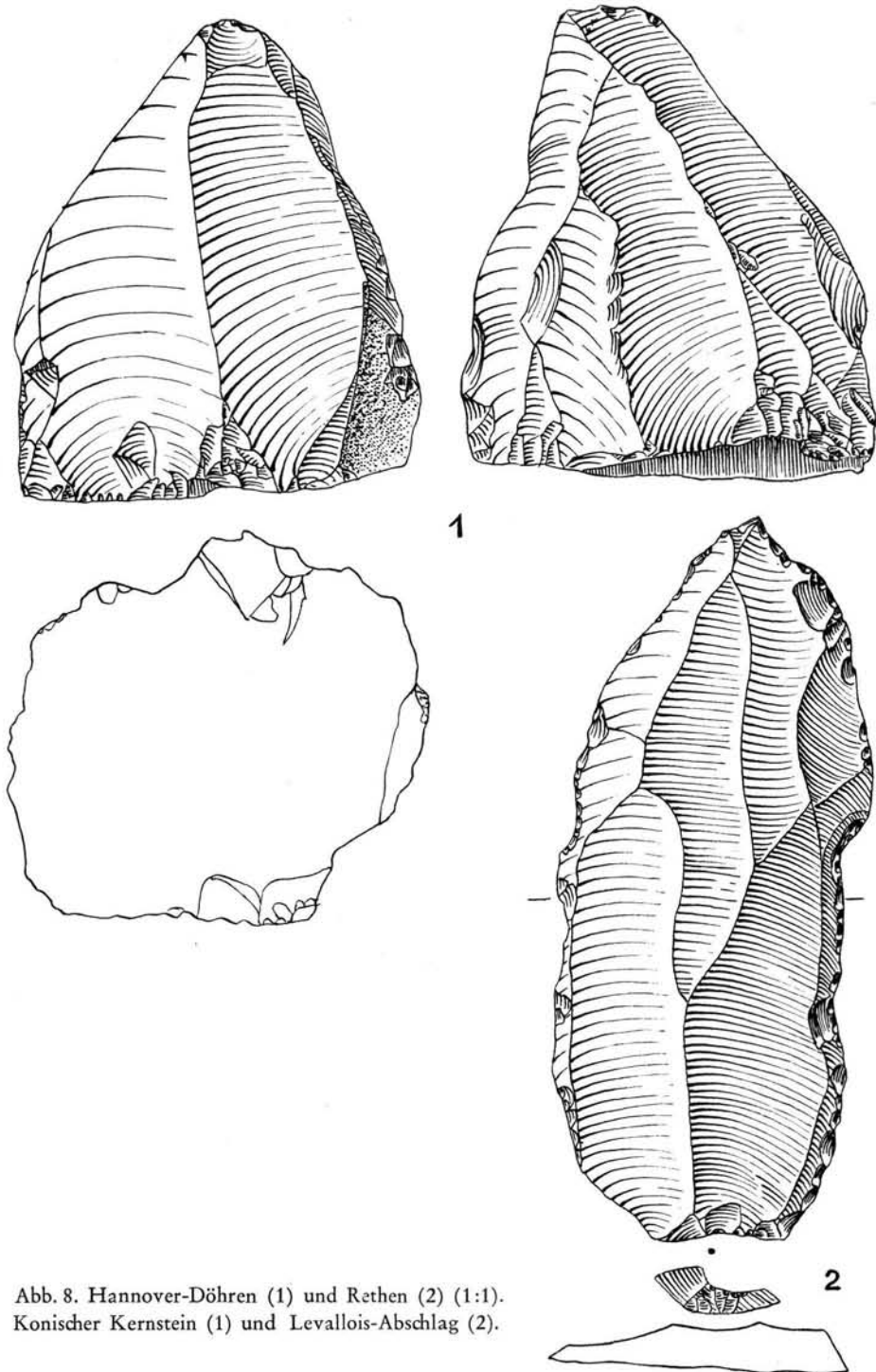


Abb. 8. Hannover-Döhren (1) und Rethen (2) (1:1).
Konischer Kernstein (1) und Levallois-Abschlag (2).

plätzen fehlen auch in Rethen Breitschaber, Doppelschaber, Winkelschaber und Spitzschaber. Einzige Spitzenform sind Levalloisspitzen (Abb. 7, 3). Klingen, an den Kanten mitunter ausgesplittert, kommen vor (JACOB-FRIESEN 1949, Abb. 46 - S. 109). Die Großklinge ebda, Abb. 44 - S. 105 stellt lediglich eine Sonderform der in Rethen ebenfalls zahlreichen breitflachen Levalloisabschläge (Abb. 8, 2) dar. Im Museum Hannover liegt auch ein Schildkern aus Rethen.

Wichtig für die relative Chronologie sind die wenigen Funde aus der untersten Fundschicht der Balver Höhle (GÜNTHER 1961), deren Studium vor der endgültigen Publikation ich K. GÜNTHER, Münster, verdanke. Vorhanden sind annähernd breitreieckige, nicht völlig durchgearbeitete Faustkeile, blattförmige Schaber (in der Umrißgestaltung nicht ganz typisch), einfache Schaber mit einer nur dorsal retusierten Arbeitskante parallel zur Schlagrichtung. Dazu einige Levalloisabschläge und Schildkerne, besonders erwähnenswert ein regelmäßiges, scheibenförmiges Stück.

Die Anführung weiterer Funde — kleinere Inventare und Einzelfunde — aus dem nordwestdeutschen Raum ist in diesem Zusammenhang unwesentlich. Ich möchte auf meine eingangs angeführte Arbeit verweisen.

B. Formenkundliche Charakteristik

Der Formenschatz der oben beschriebenen Inventare enthält (in der Reihenfolge des Typenspektrums Abb. 9) die nachstehenden Formen:

1. Langschmale, spitze Faustkeile mit kontinuierlich verdicktem Ende und in der Regel symmetrischer, auf der Mittelachse liegender Spitze.

2. Annähernd dreieckige, kleinere Faustkeile, meist nur unvollständig durchgearbeitet.

3. Massive, über 10 cm lange Faustkeile, oft nur an den Kanten und an der Spitze besser bearbeitet, dazu an den Längskanten häufig alternierend retusiert, so daß der Querschnitt sich einem Parallelogramm nähert.

4. Blattförmige Schaber mit bogenförmiger, beidflächig retusierter Arbeitskante.

5. Einfache Schaber mit einer konvexen oder geraden, nur dorsal retusierten Arbeitskante parallel zur Schlagrichtung; die Schlagfläche ist häufig fazettiert. Andere Schaberformen, insbesondere Breitschaber (*racloirs transversaux*) und Schaber mit zwei Arbeitskanten (Doppelschaber, Winkelschaber, Spitzschaber) fehlen.

6. Levalloisspitzen, an den Kanten mitunter partiell retusiert.

7. „Herner“ Spitzen.

8.-11. Regelmäßige Klingen gehören zum festen Bestand. Hin und wieder sind sie an einer oder beiden Längskanten dorsal retusiert.

12.-13. Zahlreiche Abschläge von klassifikatorischer Bedeutung sind mitbestimmend für den Charakter der in Rede stehenden Formengruppe. Es kommen Clacton- und Levalloisabschläge vor, letztere stets in der Mehrzahl.

14. Schildkerne stellen die wichtigste Kernsteinform dar.

15. Konische Kernsteine liegen aus Lebenstedt und Hannover-Döhren vor.

16. Strunkförmige Nuklei (*Nucleus Levallois à lames*: BORDES 1961, Taf. 104) wurden gleichfalls hin und wieder angetroffen.

Im Interesse einer exakten, eindeutigen Erfassung wird die so charakterisierte Formengruppe vorerst als **Lebenstedter Gruppe** bezeichnet.

Innerhalb des mitgeteilten, unverwechselbaren Typenspektrums haben Leitformcharakter bzw. sind in anderen Verbänden sehr selten (in Abb. 9 durch Unterstreichungen gekennzeichnet): Langschmale Faustkeile mit gleichmäßig verdicktem Ende, massive breit-

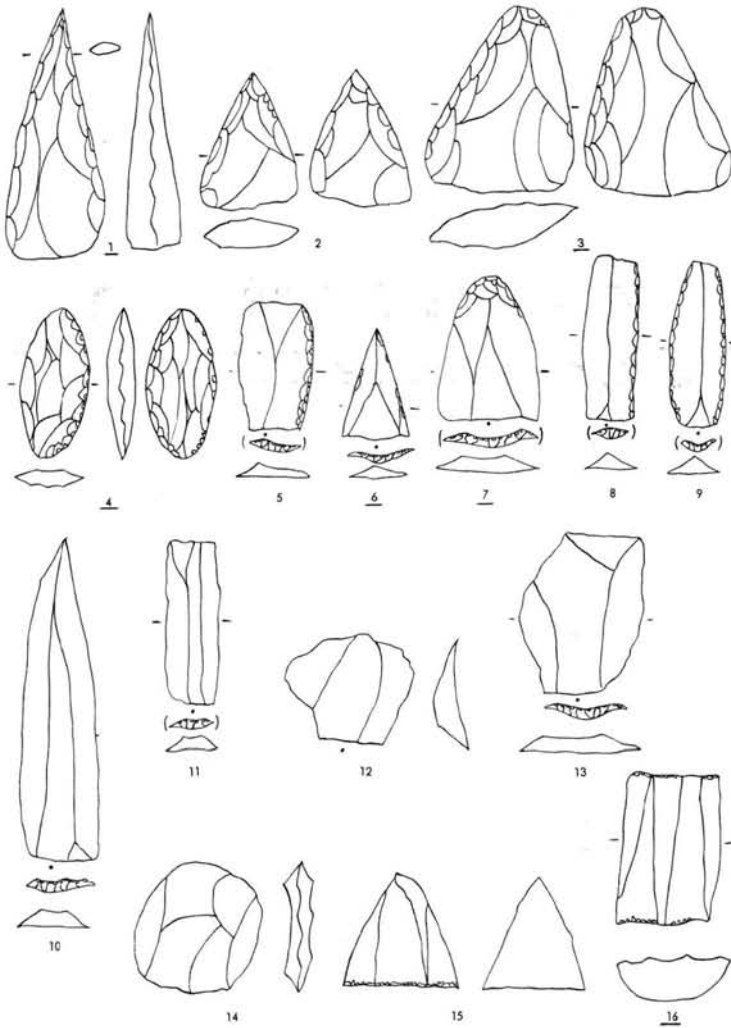


Abb. 9. Typenspektrum. Schema, ca. 1 : 4.

dreieckige Faustkeile, blattförmige Schaber, große Levalloisspitzen, „Herner“ Spitzen und strunkförmige Nuklei; in gewissem Umfang auch größere, typische Levalloisabschläge und gleichfalls größere, regelmäßige Schildkerne.

C. Verbreitung nordwärts der europäischen Hochgebirgskette

Funde der Lebenstedter Gruppe sind auch aus Mitteldeutschland bekanntgeworden. *Hundisburg* wurde neuerdings von V. TOEFFER (1961) zusammenfassend veröffentlicht. Danach sind insgesamt 101 Artefakte vorhanden, deren Zusammensetzung völlig den bisher geschilderten Verbänden entspricht: Langschmaler, spitzer Faustkeil (TOEFFER 1961, Abb. 2, 1), blattförmiger Schaber (ebda, Abb. 3, 6 - als Faustkeil angesprochen), ein weiteres doppelseitig bearbeitetes Werkzeug (ebda, Abb. 2, 3). Dazu einfache Schaber (ebda, Abb. 2, 5), Klingen, oft mit fazettierter Schlagfläche (ebda, Abb. 3, 8), zahlreiche breitflache Levalloisabschläge (ebda, Abb. 4 und Abb. 7).

Hier anzuschließen sind die Funde von Markkleeberg (GRAHMANN 1955): Langschmale Faustkeile (ebda, Fig. 72, 4; Fig. 75, 1 mit abgebrochener Spitze; bei etwas anderer Ergänzung auch Fig. 74, 3); blattförmige Schaber (ebda, Fig. 72, 3+7; Fig. 73, 1; weitere blattförmige Schaber wurden von F. DAVIS (1961) bekanntgegeben). Einfache Schaber sind gut vertreten (GRAHMANN 1955, Fig. 65), darunter Stücke mit fazettierter Schlagfläche (ebda, Fig. 63, 3+8; Fig. 64, 8-10). Unter den Spitzen sind besonders große Levalloisspitzen mit geraden Kanten zu nennen (ebda, Fig. 53, 12; Fig. 56, 7). Gut repräsentiert sind Klingen mit einer (ebda, Fig. 48, 14) oder zwei (ebda, Fig. 47, 2+4+11-12) dorsal retusierten Längskanten. Zahlreich sind Klingen ohne weitere Bearbeitung, häufig mit fazettierter Schlagfläche. Clactonabschläge mit glatter, großer Schlagfläche und stumpfem Schlagwinkel sind gut vertreten, Levalloisabschläge mit über 400 Beispielen belegt. Schildkerne kommen mit typischen Stücken vor. In Köln (Institut für Ur- und Frühgeschichte) liegt ferner ein großer, strunkförmiger Kernstein (*Nucleus Levallois à lames*).

Die Fundstelle Zehmen liegt nur wenige Kilometer südlich von Markkleeberg, ebenfalls auf der Mittelterrasse der Pleisse. Das Inventar ist ganz entsprechend: Langschmaler Faustkeil (GRAHMANN 1955, Fig. 75, 2), Spitzenbruchstück eines weiteren Faustkeils (ebda, Fig. 72, 2). Levalloisspitzen (ebda, Fig. 53, 5), Klingen und das Bruchstück einer an beiden Längskanten dorsal retusierten Klinge (ebda, Fig. 47, 3) sowie Clacton- und Levalloisabschläge fügen sich ohne weiteres in das bisher gezeichnete Bild.

Als größerer Verband ist schließlich noch Cröbern, zwischen Markkleeberg und Zehmen gelegen, zu erwähnen. Die Zusammensetzung des Inventars ist die gleiche (GRAHMANN 1955, S. 563), nur daß in Cröbern Faustkeile fehlen. Das Fehlen der Faustkeile in dem kleineren Verband (insgesamt ca. 100 Artefakte) ist nicht überraschend, denn zahlreich waren sie an keinem Platz der Lebenstedter Gruppe.

Einzelfunde der Lebenstedter Gruppe sind außer aus der Leipziger Gegend (Leipzig-Wahren: GRAHMANN 1955, Fig. 62, 6; Leipzig-Lindenu: ebda, S. 518) auch aus Elbschottern (Gerwisch: TOEPFER 1959, 1959a; Barleben: JAHN 1951) u.a. (z. B. Mannhausen = Etingen: WIEGERS 1939/40) bekanntgeworden. Weiter östlich gibt es nur vereinzelte Vorkommen. Der massiv-breitdreieckige Faustkeil von Krešice bei Leitmeritz (KERN 1932, MAZÁLEK 1953), die Funde von Maku (LINDNER 1937, CHMIELEWSKI 1955) und Kornitz (LINDNER 1937, KOZŁOWSKI 1961, S. 119) im Kreise Ratibor sowie der Schildkern von Oderfurt (LINDNER 1956) kennzeichnen den östlichsten Teil des zusammenhängenden Verbreitungsgebietes.

Nur erwähnt werden sollen vergleichbare Funde viel weiter im Osten, in Armenien. Als wichtiger Platz Dshaber in der Nähe von Jerewan (LJUBIN 1961). Charakteristische Stücke dieses Inventars sind Faustkeile (ebda, Abb. 29), Levalloisspitzen (ebda, Abb. 31, 1), Levalloisabschläge (ebda, Abb. 30 und Abb. 31) und Schildkerne (ebda, Abb. 30, 4). Eine Verbindung der armenischen Vorkommen mit den mitteleuropäischen Funden nordwärts der Gebirgskette (Alpen-Kaukasus) dürfte ausscheiden; jedenfalls sind aus dem großen, dazwischenliegenden Gebiet — vielleicht mit Ausnahme der Artefakte von Luk Wrublewzka ja (hier beschränkt sich die Ähnlichkeit auf den Faustkeil BORISKOWSKI 1953, Abb. 14 - S. 52, während Levalloisformen fehlen) — nur gänzlich andersartige Funde bekanntgeworden. Auf entsprechende Funde südlich der Gebirgskette kann hier nicht eingegangen werden.

Das Zentrum der Verbreitung liegt in Westeuropa. Besonders aus Nordfrankreich sind zahlreiche Fundstellen bekanntgeworden (vgl. etwa BORDES 1954). Die Funde werden dort als *Acheuléen supérieur* bezeichnet. Wichtig erscheint, daß die blattförmigen Schaber auch hier zum festen Formenschatz gehören (KELLEY 1960). Im südlichen England sind derartige Komplexe ebenfalls gut belegt. So setzt sich das „Levalloisien“ von Bakers Hole (SMITH 1911, OAKLEY & KING 1945, BREUIL 1947) in den wichtigsten Formen fol-

gendermaßen zusammen (Funde im British Museum, London): Langschmale Faustkeile mit kontinuierlich verdicktem Ende (9 Stücke), kleinere, annähernd dreieckige, nicht völlig durchgearbeitete Faustkeile (5), einfache Schaber, z. T. an typischen Levalloisabschlägen (5), 1 große Levalloispitze, regelmäßige Klingen (14), Großklingen (2), breitflache, größere Levalloisabschläge (103), meist größere Schildkerne (15), strunkförmige, teilweise sehr massive Kernsteine (6).

Schließlich sind noch manchmal bestrittene Vorkommen des *Acheuléen supérieur* (nicht *Micoquien* im Sinne des aus der obersten Fundschicht von La Micoque vorliegenden Verbandes) aus Südfrankreich zu erwähnen: Im Institut de Paleontologie Humaine, Paris, liegen zweifelsfrei hier anzuschließende Funde aus dem Abri "Eglise de Guilhem" bei Les Eyzies (Dordogne) (ohne Abbildungen publiziert: CAPITAN, BREUIL & PEYRONY 1902), u. a. langschmaler Faustkeil, massiv-breitdreieckiger Faustkeil, einfache Schaber, Klingen, Levalloisabschläge, Schildkern. Die Faustkeile sind zu groß, um im „*Moustérien de tradition acheuléenne*“ vorzukommen, abgesehen davon, daß sämtliche Leitformen dieser Kultur wie rückengestumpfte Messer und doppelflächig retuschierte Spitzen fehlen.

D. Geochronologie

Die hinsichtlich der geochronologischen Einordnung bestehende Problematik wird an einigen deutschen Funden aufgezeigt. Durch eine Überlagerung in der Balver Höhle ist die Lebenstedter Gruppe in diesem Fall als älter als das *Micoquien* ausgewiesen. Die Fauna aller Fundstellen ist, soweit entsprechende Untersuchungen vorliegen, einheitlich: Ren, Mammut, Wisent, Wildpferd, Wollnashorn, in der Balver Höhe lediglich Wollnashorn und Höhlenbär. Das Gleiche gilt für die Flora. Sie besteht zum überwiegenden Teil aus Gräsern (Gramineen und Cyperaceen, Polargrasnelke, Kuckucksnelke); daneben kommen Polarweide, kriechende Weide, Zwergbirke, vereinzelt Kiefer und Fichte vor (Tab. 1).

Tabelle 1

Fauna, Flora und Lagerungsverhältnisse an wichtigen Fundplätzen der Lebenstedter Gruppe.

Fundstelle	Fauna	Flora	Fundschicht
	<i>Rangifer tarandus</i> <i>Elephas primigenius</i> <i>Bison priscus</i> <i>Equus</i> (versch. Arten) <i>Rhinoceros tiborhinus</i> <i>Ursus spelaeus</i>	<i>Gramineen</i> <i>Cyperaceen</i> <i>Salix polaris</i> <i>Salix herbacea</i> <i>Betula nana</i> <i>Armeria arctica</i> <i>Lychnis flos cuculi</i> <i>Pinus</i> <i>Picea</i>	
Lebenstedt	× × × × ×	× × × × × × × ×	vorwieg. einheimische Schotter (Fuhse)
Herne	× × × × × ×	× × × × ×	„ (Emscher)
Hundisburg	× × × ×		„ (Beber)
Markkleeberg	× × ×	× × × × ×	„ (Pleisse)
Döhren	nicht sicher zuzuordnen		„ (Leine)
Rethen	nicht sicher zuzuordnen		„ (Leine)
Balve I	× ×		dunkel- u. rotbrauner Lehm

Als großräumiges Biotop wurde eine grasreiche Tundra mit einzelnen Bäumen und Sträuchern angenommen (für Lebenstedt: KLEINSCHMIDT 1953, SELLE 1953, PFAFFENBERG 1953). Das einbettende Sediment der Fundschichten sind mit Ausnahme der Balver Höhle stets in ihrer Zusammensetzung vorwiegend einheimische Flußschotter.

Fauna und Flora datieren die Funde der Lebenstedter Gruppe übereinstimmend in eine Kaltphase (vielleicht mit Ausnahme der untersten Schicht der Balver Höhe, da hier entsprechende Angaben fehlen). Die Funde von Hundisburg lagen unter einer Grundmoräne. Die Fundschicht wurde von V. TOEPFER (1961, S. 36/37) in den Beginn der Saaleeiszeit datiert; die Argumentation, daß die Artefakte in der Fundschicht sekundär seien, weil die Menschen nur am Ende eines Interglazials ausreichende Lebensbedingungen vorfanden (ebda, S. 38), ist durch andere, sicher kaltzeitliche Funde widerlegt.

Die Funde von Markkleeberg, Zehmen und Cröbern werden ebenfalls in die erste Hälfte der Saaleeiszeit datiert (GRAHMANN 1955, S. 523; ein formenkundlich unbedeutender und hier nicht interessierender Teil der Funde ist abgerollt und stark patiniert und könnte nach GRAHMANN in das vorausgegangene Interglazial gehören.)

Die Fundbergung durch einen auf dem Baggersee schwimmenden Bagger ließ in Hannover-Döhren und Rethen keine genaueren Profilbeobachtungen zu. Aufgrund des auf der Mittelterrasse der Leine gelegenen Profils von ARNUM (HAMM 1949, S. 120), dem ebenfalls unter einer Grundmoräne ein Levalloisabschlag entnommen wurde, der zur Lebenstedter Gruppe gehören dürfte (JACOB-FRIESEN 1949, Abb. 49/50 - S. 115-117), werden jedoch auch Rethen und Hannover-Döhren meist in die Saaleeiszeit datiert.

Die Ansetzung der Herner Funde ist unterschiedlich. E. KAHRs (1925) trat für eine Datierung in die Saaleeiszeit ein, andere Forscher stellten die Funde an den Beginn der Würmeiszeit (z. B. ANDREE 1939, S. 35) Lebenstedt selbst schließlich wurde von F. PREUL (1953) in die Würmeiszeit datiert. PREUL schließt ein saaleeiszeitliches Alter nicht vollständig aus (ebda, S. 154).

^{14}C -Untersuchungen ergaben für Lebenstedt $48\,300 \pm 2000$ Jahre (DE VRIES 1958, S. 14) und $55\,000 \pm 1000$ Jahre (Gro 2083), also Werte, die in das frühe Würm fallen.

E. Auswertung

Die Tatsache, daß es ein Levalloisien als eigene Kultur zumindest in Europa nicht gibt, ist nicht neu (z. B. BORDES 1950). Die Theorie vom Gegensatz der Faustkeil- und Abschlagkulturen (BREUIL 1932) hat sich ihrer leichten Faßlichkeit wegen jedoch weit ausgebreitet. Die Unterscheidung von Levalloisien und *Acheuléen* wird durch Funde nicht gestützt. Es handelt sich vielmehr um einen einheitlichen Komplex, dessen eine Komponente Faustkeile sind und dessen zweite Komponente die Levalloistechnik ist. In ähnlicher Weise wurde das *Acheuléen* schon 1889 durch G. D'AULT DU MESNIL (1889) definiert.

Ein derartiger, dem *Acheuléen* anzuschließender Komplex liegt mit der Lebenstedter Gruppe vor. Die Lebenstedter Gruppe besitzt einen einheitlichen Formenschatz und eine geschlossene Verbreitung. Darüber hinaus ist das Klima einheitlich kalt. Diese Tatsachen sprechen für eine einheitliche zeitliche Ansetzung.

Nach bisher vorliegenden geologischen Untersuchungen ist dies jedoch nicht der Fall. Die meisten Funde sind in die Saale-Eiszeit datiert worden, während in Salzgitter-Lebenstedt ein würmzeitliches Alter angenommen wurde. Da die saaleeiszeitliche Datierung u. a. von Hundisburg und Markkleeberg unbestritten zu sein scheint, ergeben sich bei einer Datierung von Salzgitter-Lebenstedt ins Würm aus urgeschichtlicher Sicht folgende Schwierigkeiten:

1. Ein Nachleben dieser Kultur über das ganze Eem, im Formenschatz völlig unverändert, erscheint umso weniger glaubhaft, als aus dem Eem keine Fundstellen bekannt

sind, die zwischen den saaleiszeitlichen und den würmeiszeitlichen Vorkommen der Lebenstedter Gruppe vermitteln könnten. So hat z. B. die *Micoquien* am Ende des Eems mit der Lebenstedter Gruppe nicht das Mindeste zu tun. Hier muß auch die Überlagerung der Lebenstedter Gruppe durch *Micoquien* in der Bilver Höhle nochmals erwähnt werden.

2. Die aus dem frühen Würm bekannten mittelpaläolithischen Kulturen, insbesondere im weitesten Sinne als *Moustérien* zu bezeichnende Verbände, sind in ihrem Formenschatz scharf von der Lebenstedter Gruppe unterschieden und zeigen auch keinerlei Beeinflussungen (und umgekehrt). Lediglich allgemein-mittelpaläolithische Formen wie einfache Schaber sind überall vorhanden.

So besteht das Anliegen dieser Darstellung darin, die aus urgeschichtlicher Sicht einheitlichen Stationen der Lebenstedter Gruppe der Geologie zur erneuten chronologischen Überprüfung zu empfehlen. Die Frage ist, konkret ausgedrückt, also: Kann Salzgitter-Lebenstedt geologisch auch älter sein oder können die übrigen Funde der Lebenstedter Gruppe auch dem Frühwürm angehören?

Literaturverzeichnis

- ANDREE, J.: Der eiszeitliche Mensch in Deutschland und seine Kulturen. - Stuttgart 1939.
- AULT DU MESNIL, G. DE: Étude des deux versants de la vallée de la Somme à Abbeville. - La Société, l'École et le Laboratoire d'Anthropologie de Paris à l'Exposition universelle de 1889. S. 145 ff. Paris 1889.
- BORDES, F.: L'évolution buissonnante des industries en Europe occidentale. Considérations théoriques sur le paléolithique ancien et moyen. - L'Anthropologie 54, S. 393 ff., Paris 1950. - - Les limons quaternaires du bassin de la Seine. - Archives de l'Institut de Paléontologie humaine, Memoire 26, Paris 1954. - - Typologie du paléolithique ancien et moyen - Bordeaux 1961.
- BORISKOWSKI, P. I.: Paleolit Ukrainy. - Materialy i issledowanija po archeologii SSSR 40, Moskau und Leningrad 1953.
- BREUIL, H.: Les Industries à éclats du Paléolithique Ancien. I. Le Clactonien. - Préhistoire 1, S. 125 ff., Paris 1932. - - Age of the Bakers Hole Coombe Rock, Northfleet, Kent. - Nature 160, S. 831 ff., London 1947.
- CAPITAN, L., BREUIL, H. ET PEYRONY, D.: La station acheuléenne de la grotte-abri "L'Eglise de Guilhem" près des Eyzies (Dordogne). - Association Franc. pour l'Avancement des Sciences, S. 769 ff., 1902.
- CHMIELEWSKI, M. und W.: Stanowisko paleolityczne w Makowie (Etude du gisement paléolithique du Maków). - Biuletyn Peryglacjalny 2, S. 58 ff., Łódz 1955.
- DAVIS, F. D.: Blattformen von Markkleeberg. - Quartär 13, S. 93 ff., Bonn 1961.
- GRAHMANN, R.: The Lower Palaeolithic Site of Markkleeberg and other comparable Localities near Leipzig. - Trans. Amer. Phil. Soc., N. S. 45, S. 509 ff., Philadelphia 1955.
- GÜNTHER, K.: Vorgeschichtliche Funde aus den westfälischen Höhlen. - Jahreshefte für Karst- und Höhlenkunde, S. 261 ff., München 1961.
- HAMM, F.: Über die eiszeitlichen Ablagerungen im Leinetal südlich von Hannover als Fundpunkte von Altpaläolithen. - in: JACOB-FRIESEN 1949, S. 119 ff.
- JACOB-FRIESEN, K. H.: Die Altsteinzeitfunde aus dem Leinetal bei Hannover. - Hildesheim 1949.
- JAHN, M.: Ein neues Altsteinzeitgerät aus Barleben. - Jahresschrift für mitteldeutsche Vorgeschichte 35, S. 5 ff. - Halle 1951.
- KAHRS, E.: Paläolithische Funde aus dem Diluvium des Emschertales. - Prähistorische Zeitschrift 16, S. 93 ff., Berlin 1925. - - Das Diluvium des Emscher-Gebietes und seine paläolithischen Kulturreste. - Tag.-Ber. der Anthrop. Ges. in Köln, Leipzig 1928.
- KELLEY, H.: Bifaces acheuléens de forme foliacée. - Bull. de la Société préhistorique franc. 57, S. 480 ff., Le Mans 1960.
- KERN, J.: Der Faustkeil von Krscheschitz a. E. - Sudeta 8, S. 75 ff., - Bodenbach 1932.
- KLEINSCHMIDT, A.: Die zoologischen Funde - in: TODE 1953, S. 166 ff.
- KOZŁOWSKI, J.: Bemerkungen über den Stand der Paläolithforschung in Polen. - Archaeologia Austriaca 30, S. 118 ff., 1961.
- LINDNER, H.: Die Eiszeiten und der eiszeitliche Mensch im südlichen Oberschlesien. - Jahrb. d. Geologischen Vereinigung Oberschlesiens 1937, S. 1 ff., Gleiwitz 1937. - - Die geologische Datierung des Schildkerns von Oderfurt. - Quartär 7/8, S. 188 ff., Bonn 1956.

- LJUBIN, W. P.: Verchneašel'skaja apojanka Dshraber (Armenija). - Kratkie Soobščeniya o dokladach i polewyh issledowanijah instituta archeologii 82, S. 59 ff., Moskau 1961.
- MAZÁLEK, M.: Příspěvek k historii výzkumu starého paleolitu Čech (Beitrag zur Geschichte der Durchforschung des Altpaläolithikums Böhmens). - Anthropozoikum 3, S. 191 ff., Prag 1953.
- OAKLEY, K. P. and KING, W. B. R.: Age of the Bakers Hole Coombe Rock, Northfleet, Kent. - Nature 155, S. 51 f., London 1945.
- PFAFFENBERG, K.: Pflanzenreste aus den Fundschichten von Lebenstedt. - in: TODE 1953, S. 163 ff.
- PREUL, F.: Die geologische Bearbeitung. - in: TODE 1953, S. 149 ff.
- SELLE, W.: Pollenanalytische Untersuchungen. - in: TODE 1953, S. 161 ff.
- SMITH, R. A.: A Palaeolithic Industry at Northfleet, Kent. - Archaeologia 62, S. 515 ff., 1911.
- TODE, A.: Die Untersuchung der paläolithischen Freilandstation von Salzgitter-Lebenstedt. 8. Einige archäologische Erkenntnisse. - Eiszeitalter und Gegenwart 3, S. 192 ff., 1953.
- TOEFFER, V.: Der Faustkeil von Gerwisch bei Magdeburg. - Ausgrabungen und Funde 4, S. 5 ff., Berlin 1959. - Ein Faustkeil aus der Umgebung von Magdeburg. - Jahresschrift für mitteldeutsche Vorgeschichte 43, S. 22 ff., Halle 1959(a). - Die altpaläolithischen Feuersteinwerkzeuge von Hundisburg. - Jahresschrift für mitteldeutsche Vorgeschichte 45, S. 35 ff. - Halle 1961.
- DE VRIES, Hl.: Radiocarbon dates for upper Eem and Würminterstadial samples. - Eiszeitalter und Gegenwart 9, S. 10 ff. - 1958.
- WIEGERS, F.: Ein Acheul-Faustkeil von Etingen (Altmark). - Prähistorische Zeitschrift 30/31, S. 35 ff., Berlin 1939/40.

Manusk. eingeg. 18. 12. 1962.

Anschrift des Verf.: Gerhard Bosinski, 5 Köln, Weyertal 125, Institut für Ur- und Frühgeschichte.

Abgeschliffene Mammutstoßzähne aus dem Emschertal

VON KARL BRANDT, Herne

Mit 4 Abbildungen im Text

Zusammenfassung: Es werden zwei Fragmente von Mammut-Stoßzähnen beschrieben, die aus den basalen „Knochen-Schichten“ der Emscher-Niederterrasse (letzte Eiszeit) bei Herne und Bottrop entstammen. Beide Stoßzahn-Fragmente zeigen am distalen Ende Schliffmarken, die auf Scharrbewegungen im gefrorenen Schnee oder Sand zurückgeführt werden. Ein drittes Fundstück zeigt beidseitig zur Spitze des Stoßzahn-Fragmentes hin weißelartige Abfladungen. Vermutlich wurde dieser Stoßzahn als Arbeitszahn zum Ausgraben von Pflanzen oder zum Suchen nach Wasser benutzt; vielleicht liegt aber auch ein Artefakt vor. Das vierte Fundstück endlich, allseitig stark gerundet, am proximalen Ende mit poliert erscheinender Oberfläche, stammt aus der Knochen-schicht des Schwarzbachtals bei Gelsenkirchen-Hessler. Es wird vermutet, daß es sich hierbei um ein altpaläolithisches Gerät handelt, das wie die bekannten „Glockenschaber“ aus Knochen zum Ent-haaren der Tierfelle verwandt wurde.

Summary: Two fragments of mammoth tusks, found in a layer rich in bones of the River Emscher in the region of Herne and Gelsenkirchen-Buer, are described. The teeth show marks of scraping, obviously caused either by frozen snow or sand raking, the last being less probable. A third specimen is wedged towards its distal end, and it might have been shaped in this manner as a mammoth used it to dig out plant roots or water. A fourth fragment of a tusk, rounded on all sides and with a polished appearance at the proximate end was found at another place. This fragment can not hardly be defined as an artefact of the Neandertal-Period. It probably served for a similar purpose as do the "bell-scrapers" made of bone.

Namentlich durch den Bau des Rhein-Herne-Kanals und die Regulierung der Emscher in den letzten Jahren vor 1914 sind die sogenannten Knochenkiese oder -sande der Emscher bekannt geworden. Damals wurden die Knochen kaltzeitlicher Säuger darin in Menge gefunden. Im Jahre 1959 hatten wir (Emschertalmuseum Herne) Gelegenheit, in den Knochenkiesen eine Ausgrabung zu veranstalten (Neubau der Kläranlage Nord in Herne). Hier haben wir planiert und Schnitte angelegt. Es bestätigte sich, was wir schon lange beobachteten. Die Knochenschicht als unterste Niederterrassenablagerung der Emscher liegt nicht dem bankigen Emschermergel auf, sondern wird von diesem durch eine 20—40 cm mächtige graue, tonige Schicht aufgeweichtem Emschermergel getrennt. In diese Tonschicht sind bisweilen einzelne Knochen, Geschiebe und Gerölle hineingeraten. Darauf liegt die eigentliche Knochenschicht, die 10—50 cm mächtig sein kann. Gerölle liegen darin in Schmitzen, nie in durchgehender Lagerung. Abgedeckt wird die Knochenschicht durch dunkelockerfarbige, eisenschüssige Sande, die selten kleinere Knochen enthalten (Schnekkensande). In der unterlagernden tonigen Schicht wurden bisweilen flache Wannen beobachtet, in denen sich Knochen gehäuft angesammelt hatten; diese wurden eingeschwemmt, konnten jedoch nur bei stärkerem Wasserdruck daraus wieder ausgeschwemmt werden.

In einer solchen Wanne fanden wir in der genannten Kläranlage auch das maximal 1 m lange distale Ende eines Mammutstoßzahnes (vgl. Abb. 1), das alt abgebrochen ist (Original im Emschertalmuseum Herne). Der Umfang des Bruchstückes beträgt am proximalen Ende 36 cm. Von der Bruchstelle bis zur Zahnspitze in der Waagerechten gemessen, ist das Bruchstück nur 75 cm lang. Von dieser Waagerechten in der Mitte (37,5 cm) senkrecht nach unten auf die Innenseite der Stoßzahnbiegung gemessen, ist unter Fund 19 cm gebogen, bis zur Unterkante gemessen 29 cm.

An diesem Stoßzahnbruchstück fällt sofort auf, daß die Spitzenpartie auf eine Länge von 45 cm wie flachgedrückt erscheint. Zur Spitze hin wird sie immer flacher. Eine nähere Betrachtung dieser Erscheinung ergibt folgendes: Höchstwahrscheinlich handelt es sich um den linken Stoßzahn, dessen aus den Alveole herausragende Länge auf etwa 2 m geschätzt werden kann. Die untere Seite, namentlich links außen, ist auf eine Länge von 32 cm ab-

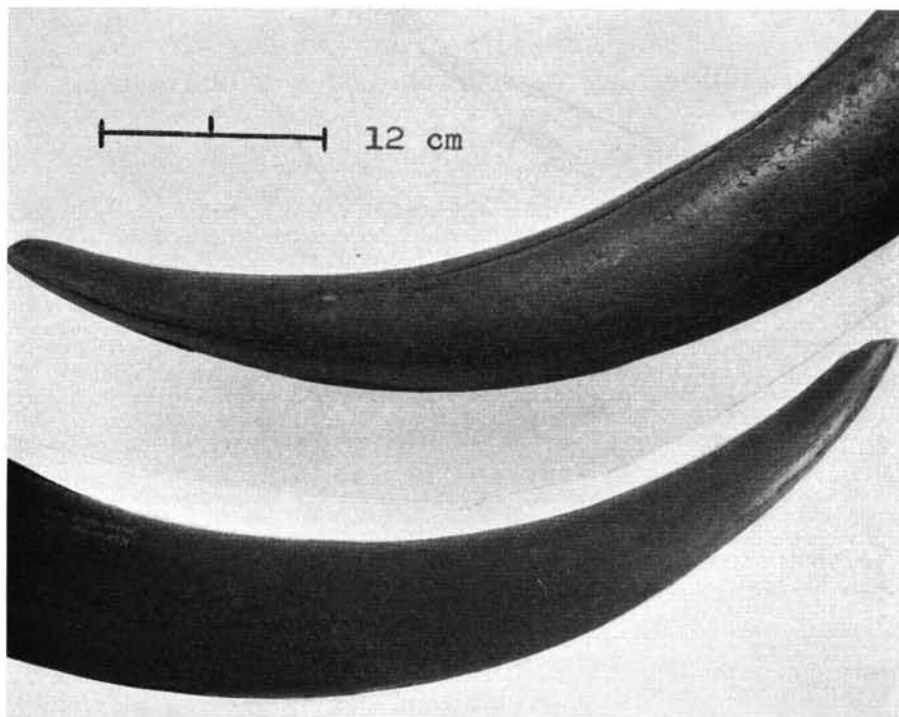


Abb. 1. Abgeschliffene Stoßzahnspitze aus den Knochenkiesen der Emscher von Herne-Nord. Oben: die linke, am meisten abgeschliffene Seite. Unten: dasselbe Stoßzahn-Fragment von der rechten Seite gesehen. Foto: K. BRANDT.

geflacht, und zwar beträgt die Abflachung bis zur Zahnspitze $1\frac{1}{2}$ bis 2 cm. Aber auch die Oberseite des Zahnes hat eine, wenn auch geringe Abflachung erfahren, die nach links außen etwas zunimmt.

Diese Abflachung des distalen Stoßzahnendes ist zweifelfrei durch allmähliches Abschleifen entstanden. Dafür zeugen noch zwei weitere Befunde. Erstens ist diese Zahnpartie ringsum geglättet, was ohne weiteres auffällt, und zweitens befinden sich auf der geglätteten Unterseite im Bereich der genannten 32 cm, quer zur Zahnlänge, zahlreiche bis 4 cm lange Schrammen, die auf der ebenfalls geglätteten Oberseite nicht vorkommen! Dieser Fall ist klar: das Mammut hat in den Wintern der Kaltzeit mit den Stoßzähnen den Schnee fortgescharrt, um an die dürftige Pflanzennahrung zu gelangen. Das Tier hat offensichtlich von rechts nach links gescharrt, wodurch die weitaus intensivere Abschleifung an der linken Außenpartie der Stoßzahnspitze erfolgte. Diese bemerkenswerte Abschleifung kann unmöglich in einem Winter erfolgt sein, denn dafür ist die äußere Schale eines Stoßzahnes zu hart und die Abschleifung zu intensiv. Es kann angenommen werden, daß die Schneedecke wenigstens zeitweise gefroren war, wodurch wahrscheinlich die Abschleifung begünstigt wurde. Aber auch ein Scharren in Sandböden kann in Erwägung gezogen werden.

Noch ein zweiter Mammutstoßzahn mit den gleichen, aber viel stärker ausgeprägten Erscheinungen liegt aus dem Emschertal vor (vgl. Abb. 2). Um den Rhein-Herne-Kanal von Zuschwemmungen zu säubern, wurde bei Bottrop ausgebaggert. Die hierbei zum Vorschein gekommenen, vielen Knochen pleistozäner Säuger hat Arno HEINRICH, Leiter des Heimatmuseums Bottrop, dankenswerterweise geborgen. All diese Funde stammen aus der Knochenschicht der pleistozänen Emscher. Unter den Bottroper Fundsachen befindet

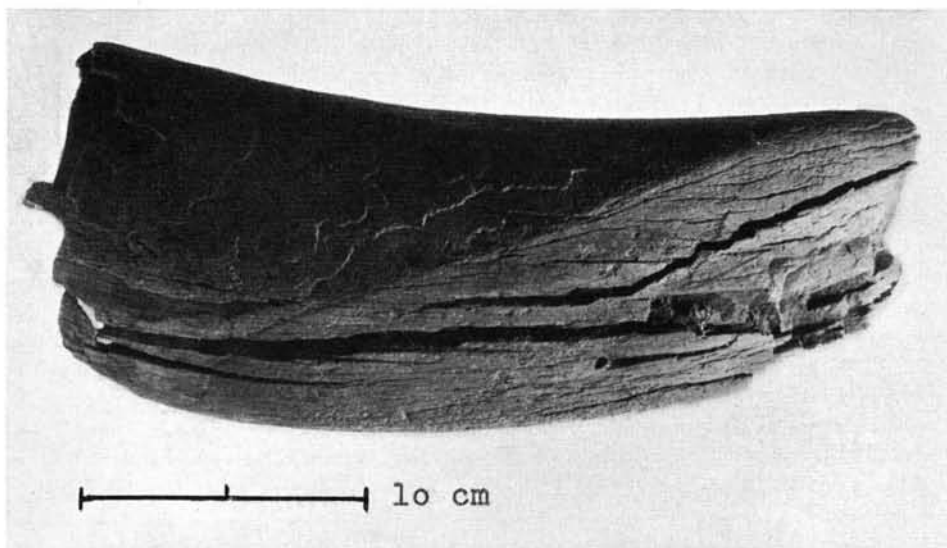


Abb. 2. Abgeschliffene Stoßzahnspitze aus den Knochenkiesen der Emscher von Bottrop-Süd (Rhein-Herne-Kanal). Die Abschleiß-Fläche ist kürzer, aber viel stärker ausgebildet als auf dem in Abb. 1 dargestellten Fundstück; auch hier ist wieder besonders die linke Partie der Schließ-Fläche (Bild-aufsicht) stärker ausgeprägt. Links im Bild: rezente Bruchfläche. Foto: K. BRANDT.

sich das frisch (durch Bagger) abgebrochene, jetzt maximal 34,5 cm lange distale Ende eines starken Mammutstoßzahnes. Am proximalen Ende besitzt es einen Umfang von 38,5 cm. Da von der Spitze des Zahnes einige Zentimeter fehlen (vermutlich 3—4 cm), beträgt jetzt die Länge der abgeschliffenen Fläche 30 cm.

Bei diesem Fundstück handelt es sich um einen rechten Stoßzahn. Auch der Träger dieses Stoßzahnes hat offensichtlich die Scharrbewegungen von rechts nach links ausgeführt, da die stärkste Abschleifung an der Unterseite links liegt.

Während der zuerst beschriebene abgeschliffene Stoßzahn von einem weiblichen Tier stammen dürfte, haben wir es bei dem Bottroper Fundstück wohl mit einem männlichen Tier zu tun, worauf die Stärke des Stoßzahnes hinweist. Eine eigentliche Spitze ist daran nicht mehr vorhanden, weil sie abgeschliffen worden ist. Dadurch fehlt von der ursprünglichen Länge ein größeres Stück. Dieser Stoßzahn dürfte trotz seiner Stärke kürzer gewesen sein als der viel schlankere von Herne, wodurch die Spitzenpartie stärker der Abschleifung unterworfen worden ist. Der Grad der Abschleifung wird ersichtlich, wenn der ursprüngliche Umfang am distalen Ende angegeben wird. Wir errechnen ungefähr 30 cm. Davon sind in der Senkrechten etwa maximal 4—5 cm abgeschliffen worden. Die Breite der Schließfläche beträgt im Bereich des Spitzenendes 10 cm. Querschrammen sind auf der Schließfläche nicht festzustellen. Dieses interessante einmalige Fundstück befindet sich im Heimatmuseum von Bottrop.

Zu diesen beiden beschriebenen abgeschliffenen Stoßzähnen muß ausdrücklich bemerkt werden, daß es sich um Schließspuren und nicht um Grab- oder Stoßspuren handelt, wie letztere bisweilen an Arbeitszähnen von rezenten Elefanten vorkommen, zumal die Schließspuren eindeutig quer zur Länge der Mammutstoßzähne verlaufen. Bei der Verwendung zu Grab- und Stoßarbeiten hätten (wie bei unserem Fundstück Nr. 3) Abnutzungsspuren frontal vom distalen Ende in Längsrichtung zum proximalen Ende der Incisoren vorhanden sein müssen. Beim Ausgraben z. B. von Krähenbeeren- und Ericaceenbüschel, sowie Sträuchern von Zwergbirken und Zwergweiden durch die gefrorene Schneedecke, hätten die zuletzt genannten Abnutzungsspuren entstehen müssen. Dabei ist nicht völlig auszu-

schließen, daß sie gelegentlich auch dazu gedient haben (briefliche Mitteilung von E. GÜNTHER), wie kleine alte Absplinterungen an der Endspitze des zuerst beschriebenen Zahnes ausweisen könnten, falls sie zu Lebzeiten des Trägers entstanden sind¹⁾.

Im Heimatmuseum Bottrop befindet sich ferner das 19 cm lange distale Bruchstück eines kleinen Stoßzahnes (vgl. Abb. 3), das am proximalen Ende einen Umfang von 15 cm hat. Offensichtlich handelt es sich um den Rest eines rechten Stoßzahnes eines jüngeren Tieres. Auf eine Länge von etwa 7 cm ist die Spitze beidseitig (rechts und links in Normallage) zum proximalen Ende hin abgeschrägt, wodurch das Fundstück wie ein Meißel erscheint (Abb. 3). Die beiden angeschrägten Seitenflächen sind offenbar nicht abgeschliffen, sondern abgestoßen worden, zumal beide Schrägflächen breite, tiefe Schrammen aufweisen, die an der linken Seite (Außenseite) besonders breit (bis 4 mm) und tief sind (1 mm). Diese Breitschrammen verlaufen nicht parallel mit den Abschrägungen, sondern liegen schräg zu derselben, von der Oberkante des Stoßzahnes an der Spitze zur Unterkante dem proximalen Ende zu. Dies ist an der linken Schrägung der Fall (Abb. 3, 2 Pfeile unten).

Anders verlaufen die dichter liegenden Schrammen an der rechten Schrägung. Diese verlaufen entgegengesetzt zu denen auf der linken Schrägung, also vom distalen weniger

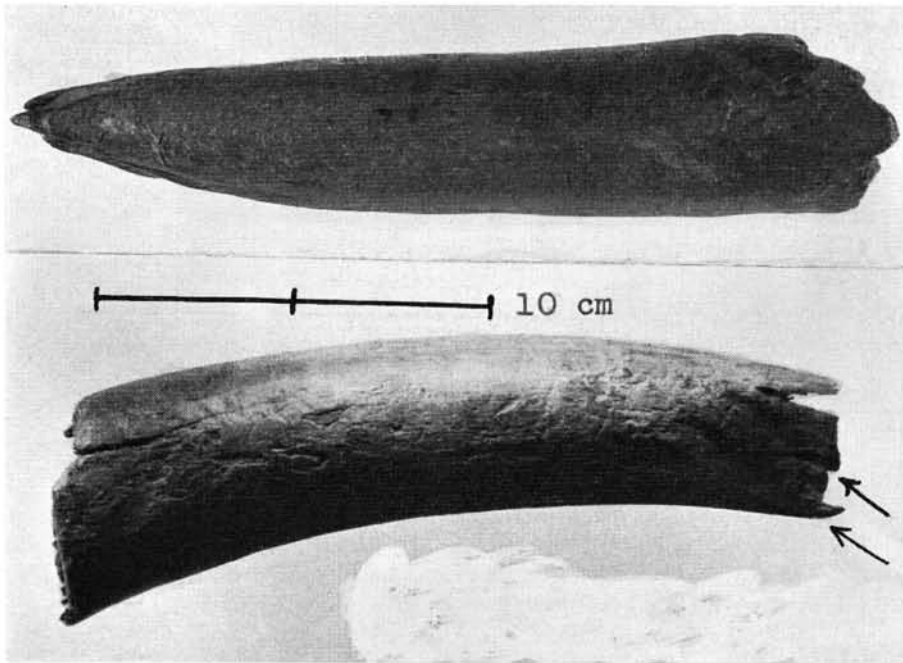


Abb. 3. Abgeschliffene Stoßzahnspitze aus den Knochenkiesen der Emscher von Bottrop-Süd (Rhein-Herne-Kanal). Sie wird als Arbeitszahn eines Mammuts angesehen. Oben: das Fundstück in der Aufsicht, die meißelartige Ausbildung der Spitze ist deutlich sichtbar. Unten: dasselbe Fundstück von der Seite gesehen; beide Pfeile weisen auf schräg nach oben verlaufende Rillen hin, die beim Graben im Erdreich entstanden sein dürften. Foto: K. BRANDT.

¹⁾ Das in Abb. 1 dargestellte Fundstück hat E. GUENTHER, Kiel, Fl. HELLER, Nürnberg, und L. ZOTZ, Erlangen, vorgelegen, die die Schliffspuren an dem Stoßzahnfragment als Scharrspuren anerkannten. P. SIEGFRIED, Münster, teilte mit, daß O. ABEL und K. BEURLIN die Benutzung von Mammutstoßzähnen als Werkzeuge zum Schneescharren zumindest von Tieren im höheren Alter verneint hätten, ebenso auch H. F. OSBORN; dagegen wären jedoch einige russische Forscher der Ansicht, daß das Mammut seine Incisoren zum Schneescharren verwandte, so W. GARUTT und W. DUBININ im Zool. Journ. 30, Leningrad 1951, wo allerdings nur mit wenigen Sätzen auf derartige „Abnutzungszonen“ an Mammutstoßzähnen hingewiesen wird.

schräg zum proximalen Ende. Man könnte versucht sein, dieses Zahnfragment als ein Artefakt eines pleistozänen Menschen anzusehen. Aufgrund der Zugehörigkeit der Knochenschicht zum Anfang der letzten Kaltzeit (Würm) käme ein Neandertaler in Frage. Betrachten wir das proximale Ende genauer, so scheint es, als ob ein 3,5 cm langer Einschnitt in die äußere Stoßzahnschale vorhanden wäre (Abb. 3, linke Karte).

Wir möchten die Frage offenlassen, ob ein Artefakt vorliegt; vielleicht war es ein Arbeitszahn, wie sie von unseren heute noch lebenden Elefanten bekannt sind, die damit Rinde von den Bäumen stoßen oder diese gar fällen. Eine allseitige Glättung an diesem zweiten Bottroper Fundstück ist nicht zu übersehen, aber Bearbeitungsspuren, um die meißelartige Schneide im Spitzenbereich herzustellen, sind nicht mit Sicherheit zu erkennen.

Bei dem vierten hier zu beschreibenden Stoßzahnfragment handelt es sich vielleicht um ein Artefakt. Es ist wieder das distale Ende eines Mammutstoßzahnes von jetzt 43 cm Länge. Das Fundstück ist in alter Zeit der Länge nach aufgespalten, so daß die Zuwachskegel im Schnitt freiliegen. Gefunden wurde es vom Verfasser in der Knochenschicht des Schwarzbaches in Gelsenkirchen-Heßler, kurz vor der Einmündung in die Emscher (bei der Regulierung des Schwarzbaches 1953). Das Fundstück befindet sich im Emschertalmuseum in Herne. Bemerkenswert daran ist das allseitig völlig abgerundete proximale Ende dieses Stoßzahnfragmentes. Die Abrundung ist durch Abschleiß erfolgt, aber auf keinen Fall durch Abrollung in der Knochenschicht. Dagegen spricht, daß diese Abschleifung nicht in die Höhlung des proximalen Endes hineinreicht. Dieses Ende kann mehr oder weniger senkrecht auf irgendeinen zu bearbeitenden Werkstoff aufgesetzt worden und dann auf diesem hin- und hergezogen worden sein, vielleicht mit kreisenden Bewegungen. Hierbei konnte wohl der Rand in der Aufsicht und nach außen abgeschliffen, also gerundet werden, nicht aber nach innen. Diese Abschleifung ist an der Außenwandung nicht gleichmäßig; stellenweise reicht sie weit hinunter. Im Bereich der Rundung des Randes erscheint dieser Teil wie glänzend poliert.

Der polierte Rand des proximalen Endes liegt ringsum nicht waagrecht, sondern verläuft von der äußeren Krümmung zur inneren schräg. Diese Abschrägung macht 2 cm aus. Wenn wir uns nun dieses Fundstück als in der Art der bekannten „Glockenschaber“ aus Knochen verwendet vorstellen, die zum Enthaaren und Glätten der Felle verwendet wor-

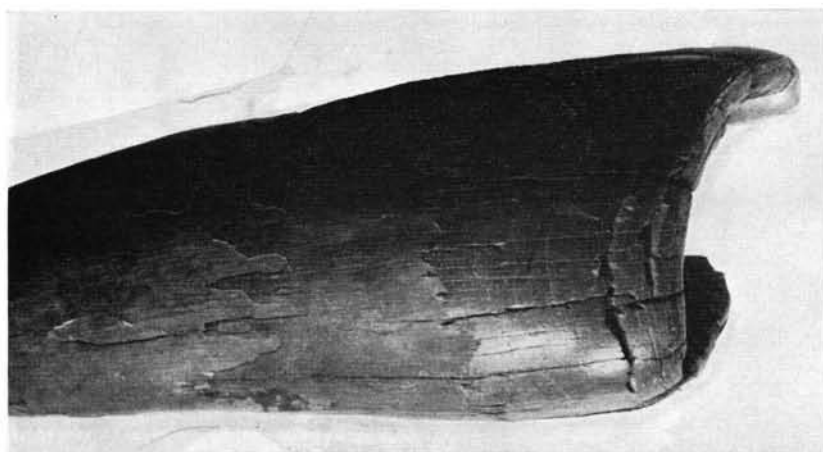


Abb. 4. Abgeschliffenes proximales Ende eines Stoßzahn-Fragmentes aus den Knochenkiesen des Schwarzbachtales von Gelsenkirchen-Heßler. Dieses Stoßzahn-Fragment ist vielleicht als „Glockenschaber“-Artefakt zum Enthaaren von Fellen anzusprechen. Die durch Abschleiß entstandene Rundung am Bruch des proximalen Endes (oben) ist deutlich zu erkennen und erscheint wie auf Hochglanz poliert. Der hintere, fehlende Stoßzahnteil ist rezent ausgebrochen. x $\frac{1}{2}$. Foto: K. BRANDT.

den sein dürften, so war diese Abschrägung nicht unvorteilhaft für den Nutzungseffekt, zumal es darauf ankam, daß der Rand voll auf dem Werkmaterial auflag. Da nun, wie erwähnt, die Abschrägung zur inneren Krümmung verläuft, war bei dem Arbeitsvorgang die Spitze des Stoßzahnes zum damit arbeitenden Menschen gewandt, was die Arbeit erleichterte; denn wäre der Rand vollständig waagrecht, hätte das Fundstück senkrecht aufgestellt werden müssen, womit die Arbeit erschwert worden wäre. Das Stück kann auf dem Werkstück schräg zum arbeitenden Menschen gestanden haben, denn jener zum Menschen liegende Teil des Randes ist weit stärker abgeschliffen, als die übrigen Teile.

Nun ist dieses Stück für einen „Glockenschaber“ der herkömmlichen Art viel zu lang. Daher wird vermutet, daß das dem Arbeitsende gegenüberliegende Ende gegen das rechte Schlüsselbein des mutmaßlich damit arbeitenden Menschen gelehnt wurde, was vielleicht den Arbeitseffekt erhöhte.

Hierzu hat auch noch folgender Umstand beigetragen. In der genannten Stellung wurde unser Stück geschoben, also vom Körper des Menschen fort und wieder herangezogen. Die Zugkraft wirkte sich wie bei allen Artefakten weit mehr aus als die Schubkraft, abgesehen, daß beim Ziehen hauptsächlich der vordere Randteil sich im Nutzungseffekt auswirkte, weil sich der hintere Randteil rein mechanisch etwas anhub. Dadurch wurde der vordere Randteil weit mehr abgeschliffen, weil ein größerer Teil von ihm auflag. Die Ansprache dieses Fundes als Artefakt ist natürlich problematisch, aber zur Zeit ist keine andere Deutung zu finden²⁾.

Schriftenverzeichnis

- ANDREE, J.: Das Alter der diluvialen Lippe- und Emscherablagerungen. - - Sber. naturhist. Ver. Rheinl. Westf., S. 14-28, Bonn 1927.
- BÄRTLING, R.: Das Diluvium des niederrheinisch-westfälischen Industriebezirks und seine Beziehungen zum Glazialdiluvium. - Z. deutsch. geol. Ges. 64, Mon.-Ber. 3, S. 155-177, Berlin 1913.
- BRANDT, K.: Über die Vorkommen von Säugerknochen in pleistozänen Ablagerungen des Ruhrgebietes. - Natur u. Heimat 13, S. 78-81, Münster 1953.
- KAHRS, E.: Zur Kenntnis des Emscherdiluviums. - Die Heimat (Z. westf. Heimatbundes), A. 7, S. 211-213, 1928.
- KUKUK, P.: Über den Fund eines Schädels vom Moschusochsen im Diluvium des Emschertales. - Z. deutsch. geol. Ges. 65, S. 597-600, Berlin 1914.
- MENZEL, H.: Die Quartärfauna des niederrheinisch-westfälischen Industriebezirkes. - Z. deutsch. geol. Ges. 64, Mon.-Ber. 3, S. 177-200, Berlin 1913.

Manusk. eingeg. 8. 4. 1962.

Anschrift des Autors: Karl Brandt, Herne i. Westf., Emschertalmuseum im Schloß Strünkede.

²⁾ Dem Verfasser sind vor ca. 30 Jahren aus dem Emschertal noch zwei ganz gleiche „Stoßzahn-Artefakte“ bekannt geworden, nämlich im Niederrheinischen Museum in Duisburg-Hamborn und im Heimathaus Gelsenkirchen.

Die Terrassen der vorletzten Vereisung am Rhein und an der Donau

Ein morphologischer, pedologischer und stratigraphischer
Vergleich

Von H. REMY, Bonn

Mit 1 Abbildung im Text

Zusammenfassung: Der Vergleich geht von der Unteren Mittelterrasse des Niederrheines und der Hochterrasse Österreichs aus. Ihre Morphologie, Verwitterungs- und Deckschichten stimmen so gut überein, daß ihre Bildung nur in ein- und derselben Vereisungsperiode erfolgt sein kann. Die etwas jüngere Krefelder Terrasse trägt noch einen Boden von interglazialer Ausprägung, wie er in den österreichischen Lößprofilen als Boden des Riß/Würm-Interglazials angesprochen wird. Es folgt daraus, daß der braunlehmartige Boden auf der Unteren Mittelterrasse und der Hochterrasse älter als das R/W-Interglazial sein muß. Er ist aber jünger als die Saaleeiszeit i. e. S., da zu dieser die Schotter der Unteren Mittelterrasse gehören. Dieser braunlehmartige Boden auf der Unteren Mittelterrasse und auf der Hochterrasse wird in die Zeit zwischen Saalevereisung i. e. S. und Warthe-Abschnitt i. S. WOLDSTEDTS gestellt. In den Warthe-Abschnitt gehört die Krefelder Terrasse und wahrscheinlich die Gänserdorfer Terrasse Niederösterreichs.

Summary: Morphology and weathering ("Red-Yellow Podsolc soil") of the Lower Middle Terrace of the Rhine and the High Terrace of Austria are so similar, that both terraces can only be put into the same period of glaciation. But the younger Krefeld terrace has also a soil the equivalent of which can be found in the loessprofiles of Austria. In Austria this soil is put into the last interglacial (Riß/Würm). In our opinion the soil of the Lower Middle Terrace and that of the High Terrace in Austria are therefore of older age. The soil of the Lower Middle Terrace again is younger than the Saale-glaciation (in a restricted sense) because the higher parts of this terrace are connected with the deposits of the Saale-ice. The Red-Yellow Podsolc soil („braunlehmartiger Boden“) has therefore been formed during the interval between the Saale- and the Warthe-glaciation (in the sense of WOLDSTEDT). An equivalent of the Krefeld Terrace is the Gänserdorf Terrace of Austria. Both are put into the Warthe.

Für freundliches Entgegenkommen möchte ich besonders Herrn Prof. J. FINK, Wien, danken, der viel Mühe aufgewendet hat, um mich selbst zu führen und mir die Führung anderer österreichischer Kollegen zu vermitteln. Herzlichen Dank schulde ich auch den Herren Dr. KOHL, Linz, und Schulrat WEINBERGER, Mettmach, für die freundliche Führung in ihren Arbeitsgebieten. Die Deutsche Forschungsgemeinschaft hat diese Begehungen und Aufnahmen im Rahmen eines größeren lößstratigraphischen Vergleichs überhaupt erst möglich gemacht, wofür besonders gedankt sei.

Eine befriedigende Pleistozän-Stratigraphie ist nur möglich, wenn wir alle Bildungen glazialer und interglazialer Natur miteinander in Zusammenhang bringen und ihrem Alter nach ordnen. So kann auch eine weiträumige Gliederung der Lösser erst dann endgültig sein, wenn die Korrelation mit den Flußterrassen und dieser miteinander hergestellt ist. Die Terrassen bieten eine Bezugsfläche für die Alterseinstufung der daraufliegenden Lößpakete; andererseits ermöglichen aber auch die Deckschichten oft erst die genauere stratigraphische Einstufung der Terrassen. Wir müssen daher bei einem Terrassenvergleich die Deckschichten stark berücksichtigen. Die letzteiszeitlichen und im allgemeinen lößfreien Niederterrassen scheiden zunächst aus. Für die Einstufung der jungpleistozänen Lößsedimente sind vielmehr die Terrassen der vorletzten Vereisung wichtig, auf denen wir dann die gesamte Sedimentabfolge der letzten Vereisung erwarten dürfen. Im Niederrheingebiet werden zwei Terrassen in die vorletzte Vereisung gestellt (Untere Mittelterrasse und Krefelder Terrasse), in Österreich bislang nur eine (Hochterrasse der Donau).

Die Untere Mittelterrasse (uMT) ist die einzige Rhein-Terrasse, die sich unmittelbar mit einer nordischen Vereisung verknüpfen läßt. Im Ruhrgebiet ließ sich nachweisen (W. LÖSCHER 1922; H. G. STEINMANN 1925), daß das Terrassenmaterial gestört ist. Die Terrasse selbst enthält in ihrem obersten Teil bereits nordisches Material, so daß ihre zeit-

liche Einstufung festliegt. Die engen Beziehungen zwischen der uMT des Rheines und den Ablagerungen der Saalevereisung sind durch die Schwermineraluntersuchungen von J. D. DE JONG (1956) bestätigt worden.

Die stratigraphische Stellung der Krefelder Terrasse (KT) ist immer wieder diskutiert worden. A. STEEGER (1913, 1925, 1926, 1952) hat gezeigt, daß sie auf Grund ihrer Lagebeziehung zu den Ablagerungen des Saaleeises jünger als die Saalevereisung i. e. S. sein muß. Da die KT andererseits deutlich gegen die Niederterrasse abgesetzt ist, stellen sie die meisten Forscher ebenfalls noch in die vorletzte nordische Vereisungsperiode, genauer in den Warthe-Abschnitt (siehe jedoch H. BREDDIN 1930 und E. MÜCKENHAUSEN 1954).

Im österreichischen Raum wird in die vorletzte Vereisung (Riß) nur die Hochterrasse (HT) der Donau und ihrer Zuflüsse gestellt. Diese geht aus der Riß-Endmoräne hervor, und zwar aus jedem der zwei Wälle eine eigene Hochterrasse, die sich aber alsbald zu einer einheitlichen Hochterrasse vereinigen. Nur n. Auerbach ist die HT des Enknachtales zweigestuft (WEINBERGER 1955).

Auf folgende etwas umstrittene Fragen soll eine Antwort versucht werden: Gibt es in Österreich wirklich nur eine Rißterrasse? Wie sind die Terrassen des Rheines und die der Donau miteinander zu parallelisieren?

Morphologie der Terrassen: Die uMT besitzt eine sehr wellige und unruhige Oberfläche, und die Kiese und Sande verbergen sich im linksrheinischen Gebiet unter einer z. T. sehr mächtigen Lößdecke. Für die KT ist die tischebene Oberfläche charakteristisch, die nur durch flache Rinnen und gelegentlich durch kleine, seichte Senken schwach gegliedert ist. Der morphologische Unterschied ist sehr auffallend. Noch stärker ist der Gegensatz in der Verbreitung der beiden Terrassen. Die uMT können wir vom Niederrhein bis weit hinauf ins Rheingetal südlich Koblenz beiderseits des Stromes und seiner Zuflüsse verfolgen. Die KT dagegen ist im wesentlichen linksrheinisch zwischen den Städten Krefeld, Mönchengladbach und Neuß, sowie zwischen Köln und Bonn ausgebildet. Ihre Verbreitung ist auf das Niederrheingebiet beschränkt.

Die Hochterrasse ist deutlich gegen die Niederterrasse abgesetzt. Im Gegensatz zu den Teilfeldern der würmeiszeitlichen Niederterrasse ist der Rand der Hochterrasse von kleinen Trockentälern zerschnitten (FINK 1962). Die HT läßt sich oft auch an den kleineren Nebenflüssen der Donau nachweisen. Zwischen Hochterrassenniveau und dem Niederterrassenfeld liegt die Gänserndorfer Terrasse. Sie ist im Raum östlich Wien verbreitet, wo die Donau bereits im österreichisch-ungarischen Tiefland fließt.

Die Böden der Terrassen: PAAS (1962) hat in seinen Untersuchungen über die Böden auf den rheinischen Terrassen herausgefunden, daß ganz allgemein auf der uMT ein braunlehmartiger Verwitterungsboden sitzt, auf der KT eine fossile Parabraunerde. Oft sind die Schotter der KT in ihrem oberen Teil kryoturbar gestört (STEEGER 1944). Der Schotterkörper der KT macht außerdem einen frischeren Eindruck als der der uMT.

Die Oberkante des Hochterrassenschotters trägt eine braunlehmartige Verwitterung aus dem Riß/Würm-Interglazial (nach FINK 1962). Auffallend ist die intensive Verwitterung der HT-Schotter, die soweit geht, daß man die weicheren Schotterteile wie Schiefer und Sandsteine zwischen den Fingern zerdrücken kann. Auf der Gänserndorfer Terrasse lassen sich nur Reste eines fossilen Bodens erkennen, die in eine Kryoturbationszone eingewürgt sind.

Die Deckschichten der Terrassen: Von den Terrassen und ihren Deckschichten sind jeweils 3 Profile dargestellt (Abb. 1) und nur kurz erläutert, da sie ausführlich an anderer Stelle beschrieben sind.

1) Frechen, Zgl.-Grube NE des Ortes, M.-Bl. Frechen (Niederrhein) Profilbeschreibung bei PAAS (1962). Verwitterte Schotter der uMT (braunlehmartiger Boden) in der Kiesgrube. Etwas

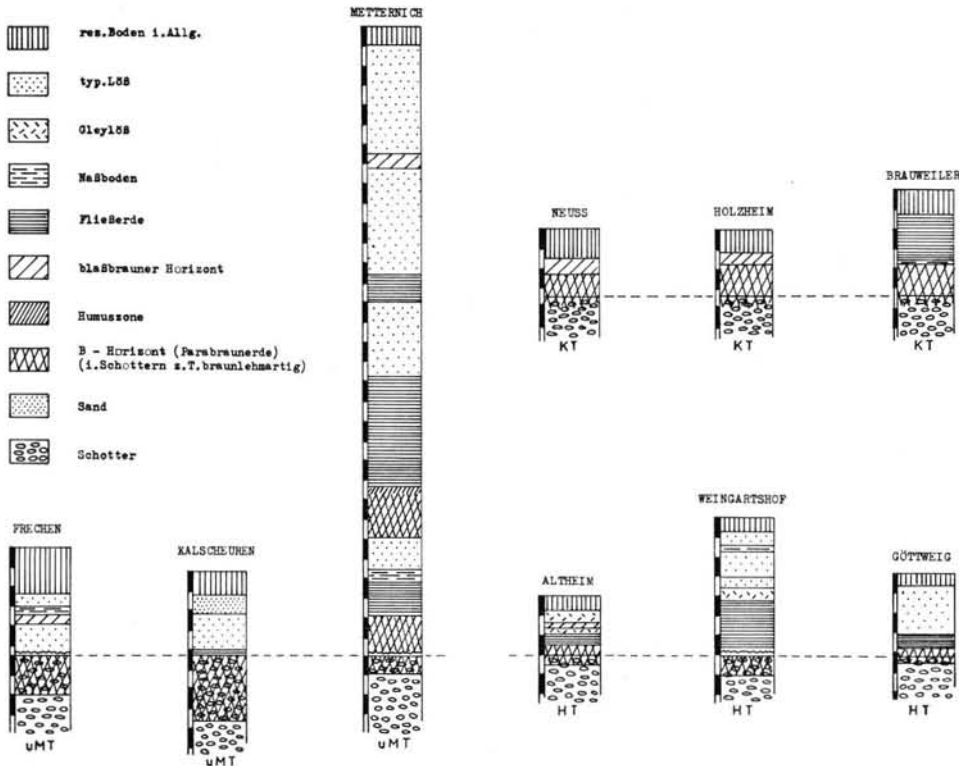


Abb. 1. 3 Profile auf der uMT im Nieder- und Mittelrheingebiet (Frechen, Kalscheuren, Metternich), 3 Profile auf der HT in Österreich (Altheim, Weingartshof, Götting) und 3 Profile auf der KT im Niederrheingebiet (Neuss, Holzheim, Brauweiler). Die gestrichelte Linie bezeichnet die Terrassenoberkanten.

südl. davon die Deckschichten in der Zgl.-Grube: an der Basis heller, schwach gestreifter Löss, darüber feinsandiger blaßbrauner Lehm und Naßbodenhorizont, schließlich heller Löss, der eine rezente Parabraunerde trägt.

2) **Kalscheuren**, alte Kies- und Lehmgrube zwischen Kendenich und Kalscheuren, M.-Bl. Brühl (Niederrhein). Profilbeschreibung bei PAAS (1962). Schotterausbildung und Verwitterung wie in Frechen. Über den Schottern geschichteter lehmiger Sand, darüber fahlbrauner Löss mit Schottereinlagerungen, nach oben in kiesigen Sand übergehend. Der rezente Boden ist eine Parabraunerde.

3) **Metternich**, alte Zgl.-Grube, M.-Bl. Koblenz (Mittelrhein). Profilbeschreibung bei REMY & PAAS (1959). Schotter der uMT der Mosel mit Verwitterung in der Kiesgrube unterhalb der Lösswand. Mächtige Lössabfolge am Ostabhang des Kimmelberges zum Moseltal. Im unteren Teil wechseln 2 Parabraunerden (die ältere davon ist schwächer) mit Fließerden. Im höheren Teil typischer Löss mit einer Braunerde (bei 7 m) und Werkzeugfunden des Spätaurignacs. Der jüngste Löss trägt den rezenten Boden, eine Braunerde.

4) **Altheim**, Schottergrube nördl. des Ortes, Österr. Karte 1 : 50 000, Bl. 28, Profilbeschreibung bei FINK (1956). Schotter der Inn-Hochterrasse tragen den Rest einer braunlehmartigen Verwitterung, über der pseudovergleyter Lösslehm liegt (z. T. umgelagert — Material des B-Horizontes einer ehem. Parabraunerde); über einer helleren Zone (Gleylöss) schwach verlehmt Partie, die in schichtigen Löss übergeht; darauf rezenter Boden (sol lessivé).

5) **Weingartshof**, Aufschluß am Abfall der Hochterrasse SW von Linz, Österr. Karte 1 : 50 000, Bl. 32, Profilbeschreibung bei FINK (1956) und KOHL (1955). Schotter der HT mit intensiver Verwitterung im Bereich von Linz aus mehreren Aufschlüssen und Bohrungen bekannt. Deckschichten der HT beim Weingartshof: an der Basis mächtiges Fließerdepaket, darüber vergleyter schluffiger Feinsand; Löss mit Naßboden (kryoturbat durchgearbeitet) und der rez. Boden (sol brun lessivé).

6) Göt t w e i g, Hohlweg westl. Furth, Profilbeschreibung bei GÖTZINGER (1936). Rißeiszeitlicher Schotter der Fladnitz an der Oberkante stark verwittert, darüber rötlichbrauner Lößlehm und bis 1 m mächtiger Schwemmlöß. Teilweise schiebt sich zwischen Schotter und Lößlehm ein liegender „Löß“. Über dem Schwemmlöß \pm typischer Löß mit dem rez. Boden.

7) N e u s s, Zgl.-Grube Thelen zw. Neuß und Holzheim, M.-Bl. Wevelinghoven (Niederrhein), Profilbeschreibung bei PAAS (1960). Schotter der Krefelder Terrasse, darüber feinsandiger Lehm (Parabraunerde, deren Tonanreicherungsbänder in die Sande der KT hinabreichen); lichtbrauner feinsandiger Lehm; zuoberst auf feinsandig-lössigem Material rez. Parabraunerde.

8) H o l z h e i m, Zgl.-Grube westl. des Ortes, M.-Bl. Wevelinghoven (Niederrhein), Profilbeschreibung bei PAAS (1962). Profilabfolge ähnlich Profil Neuss.

9) B r a u w e i l e r, Zgl.-Grube der Provinzialanstalt Brauweiler, M.-Bl. Frechen (Niederrhein), Profilbeschreibung bei PAAS (1962). Schotter der KT mit darüberliegender Parabraunerde aus Löß; im Folgenden Naßboden und mächtige Fließerde; rez. Boden wieder eine Parabraunerde.

Bei einem Vergleich der Deckschichten stellt sich merkwürdigerweise heraus, daß in fast allen Profilen — ob auf der uMT oder der etwas jüngeren KT — immer nur ein Boden von interglazialer Ausprägung auf den Schottern zu liegen scheint. Die größere Verwitterungstiefe interglazialer Böden erschwert oft ein exaktes Auseinanderhalten verschiedener Verwitterungshorizonte. Zum anderen liegen die Aufschlüsse meist am Terrassenrand, wo die Schichten ausdünnen. Das angeführte Profil von Metternich zeigt zwar mehrere fossile Böden übereinander; es muß jedoch hier noch einmal betont werden, daß unter dem hangenden Lößprofil nicht unmittelbar die interglazial verwitterten Schotter der uMT beobachtet werden konnten. Auf den Schottern der KT liegen in manchen Profilen noch einige Meter Sediment. Die fossile Parabraunerde sitzt im Löß, und in die Schotter setzen sich im wesentlichen nur die braunen Anreicherungsbänder fort. Es konnte nicht sicher nachgewiesen werden, ob nicht auf der KT sogar zwei fossile Parabraunerden liegen (PAAS nimmt es an).

Die Hochterrasse trägt teilweise eine bis 10 m mächtige Lößbedeckung. Nach FINK (1962) läßt sich für das nördliche Alpenvorland an jedem Gerinne nachweisen, daß auf der HT nur ein kräftig entwickelter fossiler Boden liegt, der aus der Verwitterung des Schotters (meist Kalkschotter) hervorgegangen ist. Dieser soll die letzte Warmzeit (Riß/Würm-Interglazial) repräsentieren. Da aber in einigen Profilen (z. B. Altheim, Göt t w e i g) über den Schottern noch stark verlehmt Löß liegt, möchte ich eher annehmen, daß es auf der Hochterrasse mindestens zweimal zu ausgeprägten Bodenbildungen gekommen ist. Der Schotter ist zunächst zu einem braunlehmartigen Boden verwittert. Nach weitgehender Zerstörung dieses Bodens in vielen Profilen bedeckte Löß die Terrasse, der später intensiv verwitterte. Dieser heute nur in Resten erhaltene Lößlehm an der Oberkante der HT entspricht der allgemein als letztinterglazial angesprochenen Parabraunerde in den Lößprofilen Österreichs.

Terrassenvergleich: Morphologisch am besten ausgebildet und am weitesten verbreitet sind am Rhein die uMT, an der Donau die HT. Beide Terrassen tragen primär eine ganz ähnliche braunlehmartige Verwitterung. Aus der Abfolge ihrer Deckschichten kann man keine Unterschiede ableiten, so daß nichts gegen eine zeitliche Gleichstellung spricht. Die Unterschiede zwischen KT und HT sind indessen so beträchtlich (Morphologie, Verbreitung, Verwitterungsdecke, nicht die Deckschichtenabfolge), daß wir FINKS Auffassung (mündliche Mitteilung) einer Parallelisierung dieser beiden Terrassen nicht folgen können. Mit der KT möchten wir vielmehr die Gänserndorfer Terrasse vergleichen und beide Terrassen in einen Zeitabschnitt stellen. Wir hätten dann folgende Beziehungen zwischen den Terrassen:

Die uMT am Rhein entspricht der HT an der Donau. (Sie sind jeweils die älteren vorletzzeitlichen, gut ausgeprägten Terrassen in beiden Gebieten.)

Die KT am Rhein könnte mit der Gänserndorfer Terrasse an der Donau zeitgleich sein. (Diese etwas jüngeren Terrassen sind gegen die ältere untere Mittel- bzw. Hoch-

terrasse als auch gegen die Niederterrasse deutlich abgesetzt. Ihre Verbreitung beschränkt sich anscheinend auf die Flußunterläufe. Beide Terrassen haben noch echte Lößbedeckung.)

Stratigraphische Stellung der Terrassen: Setzen wir hier voraus, daß die stratigraphische Einstufung der jüngeren fossilen Parabraunerde in den österreichischen Lößprofilen tatsächlich dem Riß/Würm-Interglazial entspricht — was nach dem bodentypologischen Vergleich mit den postglazialen Böden sehr wahrscheinlich ist — so können wir die Parabraunerde auf der KT auch bei uns in das letzte Interglazial (Eem) einstufen (PAAS 1962). In kontinentalen Profilen deutet manches darauf hin, daß innerhalb der vorletzten Vereisung noch eine bedeutendere Wärmeschwankung liegt (z. B. Riß I/II in Süddeutschland: B EBERL 1928, F. WEIDENBACH 1937; Treenewarmzeit in Holstein: PICARD 1960). Wir werden daher die etwas ältere Verwitterung auf den Schottern der uMT bzw. HT am ehesten dort hineinzustellen haben. Der pedologische Befund bestätigt für Norddeutschland die allgemein vorgenommene Zuordnung der uMT zur Saalevereisung i.e.S. (=Drenthe) und der KT zum Warthe-Abschnitt. Die Hochterrasse muß dann ebenfalls in einen frühen Abschnitt der vorletzten Vereisung des alpinen Raumes (Riß I), die Gänserndorfer Terrasse sehr wahrscheinlich in einen späteren (Riß II) gehören. Der Vergleich der vorletzteiszeitlichen Terrassen kann nicht der stratigraphischen Parallelisierung folgen, wie sie für den 6. Kongreß der INQUA in Warschau 1961 gegeben worden ist (Vgl. J. FINK, Th. PIPPAN & K. WICHE 1961, S. 329): Warthe = Riß und Drenthe = Mindel. Wir können vielmehr die zeitliche Gleichstellung der norddeutschen Saalevereisung (Drenthe + Warthe) mit der alpinen Rißvereisung bestätigen.

Literatur

- BREDDIN, H.: Über Flußterrassen, diluviale und alluviale Bodenbewegungen im westlichen Nieder- rheingebiet. - Jb. preuß. geol. L.-A. 50 (1929), S. 806-845, Berlin 1930.
- EBERL, B.: Zur Gliederung und Zeitrechnung des alpinen Glazials. - Z. deutsch. geol. Ges. 80, S. 107-117, Berlin 1929.
- FINK, J.: Zur Korrelation der Terrassen und Lössen in Österreich. - Eisz. u. Geg. 7, S. 49-77, Öhringen 1956. - Leitlinien einer österreichischen Quartärstratigraphie. - Mitt. geol. Ges. Wien 53, S. 249-266, Wien 1960. - Die Gliederung des Jungpleistozäns in Österreich. - Mitt. geol. Ges. Wien 54, S. 1-25, Wien 1962.
- FINK, J. & MAJDAN, H.: Zur Gliederung der pleistozänen Terrassen des Wiener Raumes. - Jb. geol. Bundesanst. 97, S. 211-249, Wien 1954.
- FINK, J., PIPPAN, Th. & WICHE, K.: Der VI. Kongreß der Internationalen Vereinigung für Quartär- forschung (INQUA) in Warschau 1961. - Mitt. österr. geograph. Ges. 103, S. 317-337, Wien 1961.
- GÖTZINGER, G.: Das Lößgebiet um Göttweig und Krems an der Donau. - Führer für die Quartär- Exkursionen in Österreich 1. Teil, S. 1-11, Wien 1936.
- DE JONG, J. D.: Sedimentpetrographische Untersuchungen in Terrassenschottern im Gebiet zwischen Krefeld und Kleve. - Geologie en Mijnbouw 18, S. 389-394, 's-Gravenhage 1956.
- KOHL, H.: Die Exkursion zwischen Lambach und Enns. - Verh. geol. Bundesanst., Sonderheft D, S. 40-62, Wien 1955.
- LÖSCHER, W.: Ruhrdiluvium und Eiszeitbildungen. - Glückauf 58, S. 229-231, Essen 1922.
- MÜCKENHAUSEN, E.: Fossile Böden im nördlichen Rheinland. - Z. f. Pflanzenernährung, Düngung u. Bodenkunde 65, S. 81-103, 1954.
- PAAS, W.: Gliederung der Terrassen im Niederrheingebiet mit Hilfe ihrer Verwitterungsdecken und Deckschichten. - Diss. Bonn 1960, 152 S. - Rezenten und fossile Böden auf niederrheinischen Terrassen und deren Deckschichten. - Eisz. u. Geg. 12, S. 165-230, Öhringen 1962.
- PICARD, K.: Zur Untergliederung der Saalevereisung im Westen Schleswig-Holsteins. - Z. deutsch. geol. Ges. 112, S. 316-325, Hannover 1960
- REMY, H. & PAAS, W.: Die Lößprofile von Koblenz-Metternich und Moselweiß. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. 4, S. 331-336, Krefeld 1959.

- STEEGER, A.: Beziehungen zwischen Terrassenbildung und Glazialdiluvium im nördlichen nieder-rheinischen Tieflande. - *Abh. d. Ver. f. naturw. Erforschung d. Niederrheins*, S. 137-163, Krefeld 1913. - - Das glaziale Diluvium des nieder-rheinischen Tieflandes. - Beitrag I-VII, *Sitzungsber. d. naturhist. Ver. d. preuß. Rheinl. u. Westf. f. 1923*, S. 1-46, Bonn 1925; Beitrag VIII, dieselbe Zeitschr. f. 1925, S. 48-60, Bonn 1926. - - Diluviale Bodenfroster-scheinungen am Niederrhein. - *Geol. Rundschau* 34, S. 520-538, Stuttgart 1944. - - 100 Jahre Eiszeitforschung am Niederrhein. - *Der Niederrhein* 19, S. 57-63, Krefeld 1952.
- STEINMANN, G.: Die diluvialen Ruhrterrassen und ihre Beziehungen zur Vereisung. - *Sitzungsber. d. naturhist. Ver. d. preuß. Rheinl. u. Westf. f. 1924*, S. 29-45, Bonn 1925.
- WEIDENBACH, F.: Bildungsweise und Stratigraphie der diluvialen Ablagerungen Oberschwabens. - *N. Jb. Min. etc. BB* 78 B, S. 66-108, Stuttgart 1937.
- WEINBERGER, L.: Exkursion durch das österreichische Salzachgletschergebiet und die Moränengürtel der Irrsee- und Attersee-Zweige des Traungletschers. - *Verh. geol. Bundesanst., Sonder-heft D*, S. 7-34, Wien 1955.

Manusk. eingeg. 16. 2. 1963.

Anschrift des Verf.: Dr. H. Remy, Geologisches Institut der Universität, Bonn, Nußallee 8.

Zur meteorologischen Interpretation der pleistozänen Klimaschwankungen

VON HERMANN FLOHN, Bonn

Zusammenfassung: Einige allgemeine Fragen der pleistozänen Klimaschwankungen werden vom meteorologischen Standpunkt aus erörtert, unter besonderer Berücksichtigung des Massen- und Wärmehaushalts. Hierzu gehören

das Auftreten alternierender Pluviale von entweder tropischer oder polarer Herkunft, von denen nur die letzteren mit den Eiszeiten synchronisieren, die Deutung des allmählichen Absinkens der interglazialen Meeresstände als Folge des graduellen Aufbaus des antarktischen Inlandeises seit Beginn des Pleistozäns, die Diskussion der meteorologischen Verhältnisse während der postglazialen Abschmelzperiode der kontinentalen Inlandeismassen.

Summary: Some general problems of the Pleistocene climatic fluctuations are discussed from a meteorological view-point, with special reference to the mass and heat budget. Among these are:

the occurrence of alternating pluvial epochs, either of tropical or of polar origin, where only the latter can be synchronized with the glacial epochs, the hypothesis of a steady lowering of the interglacial ocean levels as caused by the gradual building-up of the antarctic ice-cap since the early Pleistocene, the discussion of the meteorological conditions during the Postglacial melting period of the continental ice-caps.

I. Einleitung

Das in der Geologie so oft bewährte Aktualitätsprinzip spielt auch in der Diskussion der Klimaschwankungen der geologischen Vorzeiten eine wesentliche Rolle. Wenn man aus der geographischen Verteilung der Inlandeisgebiete und Gebirgsvergletscherungen auf die sie erzeugenden meteorologisch-klimatologischen Vorgänge schließen will, so gelangt man zu der Vorstellung (FLOHN 1952), daß die Klimaanomalien der Zeit des Aufbaues und des Hochstandes der jüngsten Eiszeit eine bemerkenswerte Parallele zu den Witterungsvorgängen in den strengen Wintern Europas aufweisen. Bei dieser meteorologisch-klimatologischen Interpretation der geologischen Befunde muß allerdings mit Vorsicht vorgegangen werden, um die sich regional ganz verschieden auswirkenden Großwettertypen nicht zu verwechseln. Wenn wir die hemisphärische Klassifikation von H. C. WILLETT in ihrer revidierten Form (WILLETT & SANDERS 1959) übernehmen, dann handelt es sich bei dieser Phase nicht so sehr um eine reine „low-index-Zirkulation“, sondern um eine „high-index-Zirkulation in niedrigen Breiten“. Hierbei kommt es in mittleren Breiten (40-60°) zur meridionalen Aufspaltung der troposphärischen Westdrift in blockierende Hochs und quasistationäre Tiefs, die sich bei 300 mb Druck (entsprechend etwa 9 km Höhe) am deutlichsten ausprägen. Gleichzeitig wird aber auch die hochtroposphärische zonale Westdrift in subtropischen Breiten verstärkt und konzentriert, besonders durch die thermische Wirkung der kontinentalen Inlandeismassen in Nordamerika und Europa. Eine klimatologische Interpretation der Verhältnisse am Südrande der beiden Inlandeis-Schilde führt notwendig (s. auch WILLETT 1950) zur Vorstellung einer sehr intensiven, west-ost verlaufenden Frontalzone in etwa 40° Breite im mittleren und östlichen Nordamerika, in etwa 45° Breite im europäischen Mittelmeer- und Schwarzmeergebiet. Das bedeutet in diesem Bereich häufige und intensive Niederschläge, vorwiegend starke Bewölkung und kühle Temperaturen über das ganze Jahr hinweg, eine gewisse Fixierung der „Polarfront“ (und der mit ihr gekoppelten Strahlströme) in relativ geringem Abstand von der subtropischen Strahlströmung.

Eine solche aktualistische Interpretation — auf deren physikalisch-meteorologische Be-

gründung hier nicht eingegangen werden soll — könnte regional und zeitlich noch weiter geführt werden. Aber sie hat ihre Grenzen: es gibt einwandfreie geologische Befunde, deren meteorologische Interpretation nicht mehr durch Heranziehung aktualistischer Erfahrungen erleichtert wird. Das nächstliegende Beispiel ist das der „akryogenen“ Polarclimate mit einem eisfreien Polargebiet (BROOKS 1949), für das es keine aktuelle Analogie gibt. Für ein solches eisfreies Polarklima existieren in den Interglazialzeiten im Bereich des arktischen Ozeans schlüssige Belege, die anscheinend auch für die postglaziale Wärmezeit beweiskräftig sind. Im Gegensatz hierzu war der antarktische Kontinent sicher in allen pleistozänen Interglazialzeiten ständig vereist gewesen (s. Abschnitt III). Wenn nun auf dem gesamten arktischen Ozean die meeresnahe Lufttemperatur im Polarsommer zu etwa $+5^{\circ}\text{C}$ statt um 0° , im Winter zu -1° statt um -30° angenommen werden muß und wenn die Albedo von heute 30—50% im Sommer, 50—80% im Winter auf 2—5% absinkt, dann ergeben sich hieraus viel geringere meridionale Temperatur-Gradienten und damit eine wesentliche Abschwächung der Westdrift um 20—30% (FLOHN 1959b), deren Auswirkungen sich sicher bis in die Subtropen, ja Randtropen hinein erstrecken. Fragestellungen dieser Art, die sich nicht mehr mittels aktualistischer Analogien beantworten lassen, braucht man heute nicht mehr der ungezügelter Phantasie populärer Autoren zu überlassen: sie sind rationalen, physikalisch-mathematisch fundierten Erwägungen und Modellrechnungen zugänglich.

Auf die Analogien zwischen den für die Klimaschwankungen verantwortlichen Anomalien der atmosphärischen Großzirkulation in rezenten, historischen und pleistozänen Zeitabschnitten hat in den letzten Jahren vor allem H. H. LAMB (1959, 1961) hingewiesen. Im folgenden sollen einige (keinesfalls neue) Gedankengänge zur meteorologisch-klimatologischen Interpretation der pleistozänen Klimaschwankungen erörtert werden. Da es dem Verfasser nicht möglich ist, die umfangreiche geologische Literatur durchzusehen und im einzelnen zu zitieren (vgl. WOLDSTEDT 1961), stellt er diese Gedankengänge nur in kurzer Form zur Diskussion. Natürlich kann die Aufgabe des Meteorologen hier nur in einer Interpretation geologischer Befunde bestehen. Die Anwendung moderner physikalischer Techniken — insbesondere Datierung und Temperaturbestimmung mittels radioaktiver oder stabiler Isotope — liefert uns heute quantitativ auswertbare Daten, bei deren Interpretation jedoch mit aller methodischen Kritik und Sorgfalt vorgegangen werden muß.

II. Sind Pluviale und Eiszeiten synchron?

In den letzten Jahrzehnten ist es meist üblich, die Pluvialzeiten in den subtropischen und tropischen Trockengebieten der nördlichen Halbkugel zeitlich den Eiszeiten (Glazialen) gleichzusetzen. Hieraus ergibt sich bei vielen Autoren die Auffassung, daß während der Eiszeiten die Trockengürtel der Erde von beiden Seiten her eingeengt wurden. Tatsächlich liegt aber in vielen Gebieten eine eindeutige Datierung pluvialer Ablagerungen noch nicht vor, so daß die Auffassung der Gleichzeitigkeit nur zu häufig lediglich auf Analogieschlüssen beruht.

In diesem Zusammenhang ist vielfach (so auch FLOHN 1952) die Hypothese vertreten worden, daß während der Eiszeiten mit ihrer gesteigerten Meridionalzirkulation — die auch den oben erwähnten Typ des „high index in n i e d r i g e n Breiten“ charakterisiert — der subtropische Hochdruckgürtel abgeschwächt und die tropisch-äquatorialen Regen weiter verbreitet waren. Eine solche Korrelation ergibt sich z. B. im indischen Subkontinent aus dem Auftreten intensiver tropischer (zyklonaler) Störungen im Zusammenhang mit Höhenrögen der Westdrift, die auf deren Vorderseite weit polwärts ausgreifen. Demgegenüber vertrat WILLETT (1950) den Standpunkt, daß in Zeiten gesteigerter Meridionalzirkulation (low index) der subtropische Hochdruckgürtel als Ganzes nur äquatorwärts verschoben sei.

Diese Frage hat inzwischen eine neue Beleuchtung erfahren. Es scheint gesichert zu sein — vgl. BUTZER 1958 —, daß in weiten Gebieten des Nahen Ostens und Nordafrikas in der postglazialen Wärmezeit, also etwa 3—5000 v. Chr., pluviale Bedingungen herrschten. Dies war für den Meteorologen mit den bisherigen Kenntnissen von der atmosphärischen Zirkulation schwer zu vereinbaren, da bei einem verstärkten, polwärts verschobenen Subtropenhoch — wie es zur Erklärung der postglazialen Wärmezeit angenommen werden muß — die eben erwähnte Korrelation Höhentrog — tropische Störung nicht häufiger, sondern seltener als heute auftreten müßte. Inzwischen ergibt sich eine Erklärung für diese Diskrepanz in folgenden, noch wenig bekannten meteorologischen Erfahrungen:

In Nordafrika kommt es heute nicht ganz selten im Spätsommer zur Verlagerung ursprünglich tropischer Störungen bis nach Ägypten hin (mehrere Einzelfälle in den Monaten August bis Oktober sind inzwischen beschrieben worden), die mit ihren Wolkenfeldern und mit einzelnen Niederschlägen bis 25—27° N, ja bis an die ägyptische Mittelmeerküste ausgreifen können (KOCH, Abd el-Hady). Damit werden auch die eigenartigen Klimanotizen aus Alexandria in der Ptolemäerzeit (BROOKS, S. 333 f) verständlich, die (ähnlich wie heute etwa im Raume von Quetta/Peshawar) von einer zweiten sommerlichen Regenzeit mit Gewittern neben der heute dominierenden Winterregenzeit berichten. Nach diesen Befunden können also auch in Perioden mit ausgeprägter Zonalzirkulation in hohen Breiten, also bei einem polwärts verschobenen Subtropenhoch, äquatoriale Störungen bis in subtropische Breiten (28—32° N) vordringen. Damit wären die Befunde (BUTZER 1958 u. a.) einer feuchten Periode in Nordafrika und dem Nahen Osten während der postglazialen Wärmezeit im aktualistischen Sinne meteorologisch deutbar; wenige Fälle dieser Art pro Jahr können genügen, um die mittlere Regenmenge um vielleicht 100 mm zu erhöhen, mit tiefgreifenden Folgen für Vegetation, Tierwelt und Hydrologie.

Im Lichte dieser Erkenntnis gewinnen die Einwände (BALOUT 1952, SCHWARZBACH 1953) gegen die Gleichzeitigkeit von Pluvial und Glazial ein neues Gesicht (vgl. auch BÜDEL 1963). Man wird in Zukunft klar unterscheiden müssen zwischen einem „polaren“ Pluvial, das in erster Linie auf die mit der „Polarfront“ — richtiger: mit den wetterwirksamen Mechanismen der außertropischen Westdrift — zusammenhängenden, äquatorwärts ausgreifenden Winterregen zurückgeht und gleichzeitig mit den Eiszeiten auftritt, und einem tropischen Pluvial¹⁾, das umgekehrt in den „interglazialen“ Perioden bei einem verstärkten, nach Norden verschobenen Subtropenhoch mit vorwiegend tropischen Sommerregen auftritt. Beide können in den gleichen Räumen und in den gleichen Zeitabschnitten vorkommen, ebenso wie das z. Zt. für extreme Wetterlagen gilt. Hiernach ist es zweifellos nicht mehr erlaubt, pluvial-zeitliche Ablagerungen in der heutigen Trockenzone ohne weitere Untersuchungen mit den Eiszeiten zu korrelieren. Nur mit einer einwandfreien Datierung mit Hilfe moderner Verfahren kann man schwerwiegende Fehlschlüsse vermeiden; vielleicht ist es sogar möglich, einmal mit exakten Temperaturbestimmungen bei der Bodenbildung zwischen Winter- und Sommerregen zu unterscheiden. Andererseits ist es notwendig, von meteorologischen Gesichtspunkten aus Intensität und Ausdehnung der (aktuellen) Niederschläge in verschiedenen Teilen der Tropenzone in ihrem Zusammenhang mit den Zirkulationstypen der Westdrift zu untersuchen. Erst eine solche (aktualistische) Untersuchung kann die Zusammenhänge zwischen den alternierenden Pluvialen der Tropen- und Subtropenzone und den extratropischen Glazialen klären.

1) Verfasser schlägt diese beiden Begriffe vor, da die von BALOUT und seinem meteorologischen Gewährsmann DUBIEF — dem besten Kenner des Sahara-Klimas — gebrauchten Begriffe „etesische Winde“ und „Monsune“ hier etwas mißverständlich in erweitertem Sinne gebraucht werden: die Etesien sind sommerliche trockene N-winde im Mittelmeergebiet, und der den ganzen afrikanischen Kontinent durchsetzende „Monsun“ weht in seinem Kerngebiet beiderseits des Äquators ganzjährig aus SW.

III. Zur Frage des eustatischen Absinkens des Weltmeeres in den Interglazialzeiten

Die eustatischen Meeresspiegelschwankungen zwischen den Eiszeiten einerseits, den Interglazialzeiten (einschließlich Postglazial) andererseits werden allgemein als Folge des Umsatzes von Wasser in fester bzw. flüssiger Form zwischen den beiden großen Speichern — dem Weltmeer und den kontinentalen Eisschilden — gedeutet. In diesem Sinn bilden die eustatischen Schwankungen (FAIRBRIDGE 1961a, 1961b, GRAUL 1959) global integrierte Maßgrößen der kontinentalen Vereisung und erlauben einige quantitative Abschätzungen. Hierbei dürfen wir aber nicht ohne weitere Überlegungen die auf dem Festland gespeicherte Eismasse mit der dem Meere entzogenen Wassermenge gleichsetzen. Dies setzt zunächst voraus, daß die Speicherung von Wasserdampf in der Luft (heute entsprechend 2,4 cm Niederschlagswasser) vernachlässigbar gering ist und daß auch die globale Jahresmenge von Niederschlag und Verdunstung nur untergeordneten Schwankungen unterliegt. Diese ist wegen der prinzipiellen Schwierigkeiten der Messung auf den weiten Ozeanflächen nur ungenau bekannt: sie beträgt nach der Mehrzahl der „westlichen“ Autoren 81—86 cm/a, nach BUDYKO dagegen 93 cm/a. Damit verbleibt jedes Wasserdampfmolekül im Mittel nur 11—13 Tage in der Atmosphäre, dagegen etwa 4000 Jahre im Ozean. Eine Abschätzung der Verweildauer im antarktischen Inlandeis ist weit unsicherer: ein großer Teil des Niederschlags wird durch Schneefegen und Gletscherbewegung wieder relativ rasch entfernt, während im Innern die sehr kalten (ca. -28°C) Eismassen nur sehr geringe Bewegungen ausführen; ein Mittelwert von mindestens 20 000 Jahren sagt also hier wenig aus. Ferner haben wir hier die Änderungen in der horizontalen Ausdehnung des Weltmeeres zu berücksichtigen, wobei das Trockenfallen weiter Schelfmeere sowie die Überflutung weiter Tiefländer dringend einer genauen quantitativen Abschätzung bedarf. Ein weiterer, nicht ganz zu vernachlässigender Faktor ist die Dichteänderung des Meerwassers mit der Temperatur: bei einem mittleren thermischen Ausdehnungskoeffizienten von 0,00014 und einer mittleren Ozeantiefe von 3800 m liefert eine Temperaturabnahme von 5° eine Senkung des Meeresspiegels um 2,66 m.

Eine der auffallendsten Erscheinungen ist das anscheinend kontinuierliche (ZEUNER, FAIRBRIDGE 1961a) eustatische Absinken der interglazialen Meeresspiegelsstände um mindestens 80 m seit dem Sizilian, also in einem Zeitraum, der nach der älteren Zeitskala sich auf etwa 650 000 a beläuft. Dieses Absinken entspricht einer mittleren jährlichen Spiegeländerung um $-0,12$ mm/a. Die Deutung dieses Vorganges wird meist auf eine langsame Senkung des Meeresbodens etwa im Pazifik zurückgeführt (Tektono-Eustasie). Für eine solche Senkung gibt es zwar — in den flachen Oberflächen der unterseeischen Guyots — Anhaltspunkte, aber ihr Betrag und ihre zeitliche Stellung sind noch weitgehend hypothetisch.

Eine andere, bisher offenbar vernachlässigte Modellvorstellung geht vom Aufbau des antarktischen Eises aus. Wir können uns vorstellen, daß etwa im Pliozän nach Ausweis der paläomagnetischen Daten der antarktische Kontinent in die Nähe des Südpols gedriftet war und sich dann — vielleicht gerade an der Wende Plio/Pleistozän — langsam eine flache Eiskappe bildete (FAIRBRIDGE 1961b), die zunächst noch lange unter den Bedingungen eines „temperierten“ Gletschers (rasche Bewegung, sommerliches Abschmelzen der Oberfläche bei enormer Einstrahlung, einer Albedo $<50\%$ und Temperaturen $>0^{\circ}$) mit etwa stationärer Eisbildung verharrte. Die Bedeutung dieses Unterschiedes zwischen temperierten und kalten Gletschern für den Eishaushalt von Inlandeisgebieten hat besonders HOINKES (1961) herausgestellt. Damit ging ein allmähliches Absinken der Meerestemperatur einher, wie es durch die Tiefsee-Bohrkerne belegt ist (EMILIANI 1961). Aber erst im Verlauf des ältesten Pleistozäns kam es bei allgemeiner Abkühlung — über deren Ursache hier keine Spekulationen angestellt werden sollen — zu einem Absinken der Sommertemperaturen unter 0° und zu den Bedingungen eines „kalten“ Gletschers (geringe Be-

wegung, Temperaturen ständig $< 0^{\circ}$, Albedo 85—90%). Da nunmehr die Summe der Niederschläge größer war als die Summe aller Verluste, wurde jetzt die Eisbildung positiv. Das antarktische Inlandeis — das während des Stadiums des warmen Gletschers vielleicht nur im Mittel 300 m mächtig war (entsprechend einer Eismasse von etwa 4.10^6 km^3 und einem Absinken des Weltmeeres um knapp 10 m) — wuchs nunmehr unter Schwankungen an. Wenn wir diese Oszillationen vernachlässigen und für den Aufbau des Antarktiseises einen Mittelwert für den gesamten Zeitraum seit dem Sizilian (Günz/Mindel-Interglazial oder Vor-Günz?) annehmen, dann entspricht die mittlere Meeresspiegeländerung von $-0,12 \text{ mm/a}$ einem Anwachsen des antarktischen Eises um $3,8 \text{ mm/a}$. Dieser Wert wäre zu vergleichen mit dem heutigen Wert von mindestens $+2 \text{ cm/a}$ (HOINKES 1961). Diese Zahlen stimmen der Größenordnung nach befriedigend überein, besonders wenn man bedenkt, daß der Aufbau des antarktischen Eises erheblichen zeitlichen Schwankungen unterworfen war. Dabei darf sicher nicht vorausgesetzt werden, daß diese Schwankungen mit dem Wechsel zwischen Eiszeit und Interglazial auf der Nordhemisphäre synchron waren. Seit R. F. SCOTT und MEINARDUS haben viele Autoren — so BÜDEL (1960) — auf die Wahrscheinlichkeit einer Gegenläufigkeit — Wachstum in den relativ warmen Interglazialen, Stillstand oder Abbau in den Eiszeiten — hingewiesen. Andererseits war zu einem noch nicht festlegbaren Zeitpunkt das antarktische Inlandeis mindestens 300 m mächtiger als heute (HOINKES 1961), was einem Massenverlust von etwa 15% entspricht. Wenn wir das heutige Anwachsen von 2 cm/a auch als repräsentativen Wert für einen Rückgang veranschlagen — das ist vermutlich ein Höchstwert! —, dann müßte dieses Maximum mindestens 15000 a zurückliegen. Vielleicht darf man mit aller Reserve die Arbeitshypothese aussprechen, daß dieser Höchststand wohl kaum später gelegen haben kann als das R/W-Interglazial (Eem-Transgression), jedenfalls nicht im Postglazial.

Nehmen wir den heute wohl besten Wert von 28.10^6 km^3 für die mittlere Masse des antarktischen Eises (HOINKES 1961), dann entspricht die Wassermenge von $25,2.10^{15} \text{ m}^3$ (hier einschließlich des oben vorausgesetzten flachen pliozänen Eisschildes) einem Meeresspiegelanstieg von rund 70 m. Wenn wir eine Ausdehnung der Meeresfläche durch Überflutung der weiten Niederungslandschaften um nur 4% ($=14,5.10^6 \text{ km}^2$) voraussetzen, reduziert sich der Anstieg auf 66 m^2 . Das reicht nicht ganz aus, um das beobachtete eustatische Absinken seit dem Sizilian zu erklären. Aber zweifellos ist das antarktische Festland (ebenso wie Grönland) durch die Eisbelastung erheblich unter den Meeresspiegel gedrückt worden. Größenordnung und Vorzeichen der hierdurch veranlaßten isostatischen Spiegelschwankungen lassen sich nur hypothetisch abschätzen, können aber zur Erklärung der noch verbleibenden Differenz herangezogen werden.

Gegenüber allen großtektonischen Hypothesen besitzt diese glazial-eustatische Hypothese der gesamten pleistozänen Schwankungen des Meeresspiegels (einschließlich des interglazialen Absinkens) manche Vorzüge, vor allem den der Einheitlichkeit. Sie setzt voraus, daß im Gebiet der Antarktis seit Beginn des Pleistozäns physikalisch-klimatische Bedingungen herrschten, die mit nur graduellen Schwankungen den heutigen etwa gleichkamen, aber prinzipiell von denen des gesamten Tertiärs abwichen. In diesem Zusammenhang wäre es wichtig zu klären, seit wann das grönländische Inlandeis existiert und ob es — was trotz seiner viel geringeren Ausdehnung wahrscheinlich erscheint — eine oder mehrere Warmzeiten überdauert hat.

Aus dieser Hypothese ergeben sich noch einige wichtige Folgerungen für den großräumigen Klimaablauf während des Pleistozäns. Wenn das antarktische Inlandeis bereits

2) Zu diesen Mengen muß man — worauf Prof. WOLDSTEDT den Verfasser mit vollem Recht hinwies — die im Inlandeis Grönlands festgelegte Wassermenge hinzurechnen, die sich nach den heute besten Abschätzungen auf etwa $2,5.10^{15} \text{ m}^3$ beläuft; dann kommen wir auf einen Meeresspiegelanstand im Sizilian von rund $+76$ bzw. 72 m .

im ältesten Pleistozän (d. h. vor der Günz-Vereisung) existierte, wenn auch nur als „temperierter Gletscher“, dann genügte dies zu einer erheblichen Zunahme der südhemisphärischen Westdrift (FLOHN 1959b) um vielleicht 50% gegenüber einem hypothetischen „akryogenen“ Zustand. Während im eisfreien Tertiär und Mesozoikum die tropisch-subtropischen Wind- und Klimagürtel — wegen des erheblich geringeren meridionalen Temperaturgradienten — offenbar merklich weiter polwärts ausgedehnt waren als heute und die subpolare Tiefdruckzone sich auf die Polarkappen beschränkte, kam es jetzt zu einer Einengung und Verschiebung dieser Klimagürtel in Richtung auf den Äquator. Wenn das antarktische Inlandeis sich (wegen der polnäheren Lage des antarktischen Festlandes) früher gebildet hat als alle Eiszentren der Nordhemisphäre, dann tauchte damals in ganz ausgeprägter Form erstmals ein sehr charakteristisches Phänomen auf: eine Asymmetrie der tropischen Zirkulationsgürtel in Bezug auf den Äquator, wobei die viel intensivere Westdrift der Südhemisphäre den meteorologischen Äquator ganzjährig auf die Nordhalbkugel drängt. Eine derartige äquatoriale Asymmetrie existiert auch heute (z. B. FLOHN 1959a), wenn auch in schwächerem Ausmaß; heute liegt der meteorologische Äquator im Jahresmittel in 5—7° N, und über dem Meereis der Arktis ist die Troposphäre im Winter etwa 5°, im Sommer etwa 10° wärmer als über der Antarktis. Die äquatoriale Asymmetrie wurde verringert, nachdem sich — möglicherweise mit beträchtlicher Verzögerung gegenüber der Antarktis, aber sicher früher als das laurentische oder das skandinavische Eis — zum ersten Mal eine ausgedehnte Vereisung von Grönland und dem Barentsmeer-Schelf (BÜDEL 1963) gebildet hatte; damit verstärkte sich (wenigstens in den Kaltzeiten) die nordhemisphärische Westdrift in ähnlicher Weise wie die der Südhalbkugel. Diese Asymmetrie des meteorologischen Äquators erreichte vermutlich in den Warmzeiten des ältesten und älteren Pleistozäns ihren Höhepunkt, dagegen in den letzten Kaltzeiten (Riß, Würm) ihr Minimum. Diese aus meteorologischen Gründen zu erwartenden Vorgänge haben sehr weitreichende Konsequenzen für die Klimageschichte der nicht vereisten tropisch-subtropischen Zonen, die sich jedoch erst nach einer einwandfreien, weltweit vergleichenden Datierung richtig abschätzen lassen. Es handelt sich dabei um Verlagerungen und Ausweitungen der äquatorialen Regengebiete und der subtropischen Trockengebiete mit ihren jahreszeitlich alternierenden Übergangsgürteln der tropischen Sommerregenzezone und der subtropischen Winterregenzezone.

IV. Eustatischer Spiegelanstieg im Spät- und Postglazial und Wärmehaushalt

Das Abschmelzen der großen Inlandeisgebiete von Nordeuropa und Nordamerika während der Spät- und Postglazialzeit verlangt zunächst eine völlige Umordnung der atmosphärischen Zirkulation, ähnlich derjenigen, welche den Umbruch von einer strengwinterlichen Wetterlage zu verbreitetem Tauwetter herbeiführt. Diese Umordnung verlangt eine einschneidende Änderung im Wärmehaushalt, obwohl die Anhäufung von Schnee und Eis mit der zugehörigen hohen Albedo und langwelligen Ausstrahlung, mit der kräftigen Produktion katabatisch abfließender Kaltluft zunächst noch kaum verändert fortbesteht. Da die maximal möglichen Änderungen der Einstrahlung — nach der astronomischen Theorie der Klimaänderungen — nur äußerst langsam vor sich gehen und nur wenige Prozent betragen, muß der folgenschwere Umbruch der Großwetterlage weitgehend advektiver Natur sein, d. h. im Zusammenhang stehen mit meteorologisch-klimatologischen Vorgängen in dem immer unvereisten größten Teil der Erdoberfläche. Die kontinentalen Eisschilde (einschließlich der Antarktis) nahmen maximal $45 \cdot 10^6 \text{ km}^2 = 8,8\%$ der Erdoberfläche ein — gegenüber heute rund $15 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ oder rund 3% —, die meereisbedeckten Ozeane vielleicht weitere $30 \cdot 10^6 \text{ km}^2$. Damit standen insgesamt etwa 15% der Erdoberfläche unmittelbar unter „kryogenem“ Klimaeinfluß, aber immer noch 85% — insbesondere die gesamte Tropen- und Subtropenzone! — unter den normalen Bedingungen eines „akryogenen“ Wärmehaushalts.

Welche Anforderungen stellte nun das Abschmelzen der nordhemisphärischen Inlandeismassen im Postglazial an den globalen Wärmehaushalt? Nach FAIRBRIDGE (1961a) spielte sich ein starker Meeresspiegelanstieg zwischen der Jüngeren Dryas-Zeit (Valders-Stadium, ca. 8400 v. Chr.) und dem Beginn des postglazialen Wärmeoptimums (ältere Peron-Transgression, ca. 3800 v. Chr.) ab: hier wurde in 4600^a ein Ansteigen um volle 42 m beobachtet, d. h. um rund 9 mm/a. Dieser Anstieg konzentrierte sich besonders auf die Zeit vom Valders-Stadium bis zum Beginn des Cochrane-Vorstößes (entsprechend dem Yoldia-Stadium des Ostseegebietes, ca. 6600 v. Chr.). In dieser Zeit müssen wir nach den übereinstimmenden Angaben von GRAUL (1959) und FAIRBRIDGE (1961a) mit einem Anstieg um etwa 27 m in rund 1800 Jahren rechnen, d. h. um etwa 15 mm/a. Wir können für diese relativ kurze Zeitspanne einmal versuchsweise für die Antarktis eine stationäre Eisbilanz annehmen, da sich aus dem Eisrückgang dort die Annahme einer (wie heute) positiven Eisbilanz verbietet.

Wenn wir nun die kleineren Eiszentren vernachlässigen, entspricht dieser Spiegelanstieg von 15 mm/a für die Hauptvereisungszentren Nordamerika und Nordeuropa — deren Fläche sich gegenüber dem Höchststand (vgl. GRAUL) um ca. 15% verringert hatte — einem Abschmelzverlust von etwa 24 cm/a. Dieser Wert erscheint nicht unvernünftig, wenn wir ihn mit dem rezenten Schrumpfen der isolierten Ostalpengletscher von 60 cm/a vergleichen. Ein jährliches Abschmelzen von 21,6 cm Wasseräquivalent erfordert rund 1730 gcal/cm²; das wären im Jahresmittel nur knapp 1% der (globalen) extraterrestrischen Einstrahlung auf eine horizontale Fläche, im kurzen Sommer (auf den sich das Abschmelzen konzentriert) allerdings etwas mehr. Es wäre eine interessante Aufgabe, nach unseren heutigen Kenntnissen über den Wärme- und Massenhaushalt von Gletschern — der sich in den einzelnen Klimazonen ganz verschiedenartig verhält! — einmal diese Größen für die Inlandeismassen der Postglazialzeit abzuschätzen. Dabei spielt die hohe Albedo des Firneises bekanntlich eine ausschlaggebende Rolle; die effektive Einstrahlung ist im Jahresdurchschnitt unter diesen Umständen nur geringfügig höher als die effektive Ausstrahlung. Einige Überlegungen (s. Einleitung) führen zu der Auffassung, daß während des Sommers der abschmelzende Sektor des Inlandeises vermutlich meist (auch wegen des starken Wärmeverbrauchs) wolken- oder nebelbedeckt war, so daß ein beträchtlicher Teil der benötigten Energie durch advektive Prozesse — Wärmetransport von der herangeführten Warmluft zum Gletscher, fallender Regen — gedeckt werden mußte. Da aber der globale Strahlungshaushalt ein Vielfaches dieser Energiebeträge liefert, ist das ohne weiteres möglich. Selbst der von FAIRBRIDGE angegebene Extremwert des eustatischen Anstiegs von 50 mm/a entsprechend einem Abschmelzen von rund 80 cm/a Eis erscheint vom energetischen Standpunkt aus noch vertretbar. Da sich das Abschmelzen auf wenige Sommermonate konzentriert, wird die sommerliche Abflußmenge im Gebietsmittel sehr groß; hinzu kommt die Konzentration des Abflusses in den Randgebieten, die zur Ausbildung von Riesenströmen führt. Um ein Beispiel zu geben: setzen wir gegen Ende des Hochglazials für die untere Elbe ein Einzugsgebiet (einschließlich der Abdachung des Inlandeises) von nur etwa 2.10⁶ km² an sowie im Sommer (5 Monate Mai—September) räumliche Mittelwerte für Niederschlag = 250 mm, Verdunstung = 225 mm und Eisschmelze = 125 mm, d. h. eine Abflußspende von 1 l/m²d, dann liefert das einen Abfluß von rund 23 000 m³/sec, d. h. etwa 60% der Abflußmenge im Unterlauf des Kongo oder 20% der des Amazonas (KELLER 1961). Natürlich kann diese durch subglazialen Abfluß im Ostseegebiet verringert werden.

Literatur

- ABD EL-HADY, S. S.: Vortrag WMO-ICAO-Seminar Cairo, Dez. 1961.
BALOUT, L.: Pluviaux interglaciaires et préhistoire saharienne. - Trav. Inst. Rech. Sahar. 8, 9-22, Alger 1952.
BROOKS, C. E. P.: Climate through the Ages. - 2. edit., London 1949.

- BÜDEL, J.: Die Gliederung der Würmkaltzeit. - Würzburger geogr. Arb. 8, Würzburg 1960. - Die jungpliozänen und quartären „Pluvialzeiten“ der Sahara. - Eiszeitalter u. Gegenwart 13, Öhringen/Württ. 1963.
- BUTZER, K. W.: Quaternary Stratigraphy and Climate in the Near East. - Bonner geogr. Abh. 24, Bonn 1958.
- EMILIANI, C.: Cenozoic Climate Changes as indicated by the Stratigraphy and Chronology of Deep-Sea Cores of Globigerina-Ooze Fazies. - Ann. New York Acad. Sci. 95, 521-536, New York 1961.
- FAIRBRIDGE, R. W.: Eustatic Changes in Sea Level. - Physics and Chemistry of the Earth 4, 99-185, London 1961(a). - Convergence of Evidence on Climatic Changes and Ice-Ages. - Ann. New York Acad. Sci. 95, 542-579, New York 1961(b).
- FLOHN, H.: Atmosphärische Zirkulation und Paläoklimatologie. - Geol. Rundsch. 40, 153-178, Stuttgart 1952. - Probleme der geophysikalisch-vergleichenden Klimatologie seit Alexander von Humboldt. - Ber. dt. Wetterdienst 59, 9-31, Offenbach 1959(a). - Kontinental-Verschiebungen, Polwanderungen und Vorzeitklimata im Lichte paläomagnetischer Meßergebnisse. - Naturwiss. Rundsch. 1959, 375-384, Frankfurt 1959(b).
- GRAUL, H.: Der Verlauf des glazialeustatischen Meeresspiegelanstieges, berechnet an Hand von C¹⁴-Datierungen. - Wiss. Abh. dt. Geographentag 1959, 232-242, Wiesbaden 1960.
- HOINKES, H.: Die Antarktis und die geophysikalische Erforschung der Erde. - Naturwiss. 48, 354-374, Berlin 1961.
- KELLER, R.: Gewässer und Wasserhaushalt des Festlandes. - Berlin 1961.
- KOCH, H. G.: Meteorologische Studien im Mittelmeer. - Abh. Met. Hydr. Dienst DDR 1, Berlin 1950.
- LAMB, H. H.: On the nature of certain climatic epochs which differed from the modern (1900-39) normal. In: Changes of Climate, Unesco-WMO Symposium Rome 1961, Arid Zone Research Vol. 20, 125-150.
- LAMB, H. H. & JOHNSON, A. J.: Climatic Variations and Observed Changes in the General Circulation. - Geogr. Ann. 41, 94-134, Stockholm 1959 und 43, 363-400, 1961.
- SCHWARZBACH, M.: Das Alter der Wüste Sahara. - N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 157-174, Stuttgart 1953.
- WILLETT, H. C.: The General Circulation at the last (Würm) Glacial Maximum. - Geogr. Ann. 31, 179-187, Stockholm 1950.
- WILLETT, H. C. & SANDERS, F.: Descriptive Meteorology. - 2. edit., New York 1959.
- WOLDSTEDT, P.: Das Eiszeitalter. Grundlinien einer Geologie des Quartärs. - 3. Aufl., Stuttgart 1961
- ZEUNER, F. E.: Dating the Past. - 4. edit., London 1959.

Manusk. eingeg. 23. 2. 1963.

Anschrift des Verf.: Prof. Dr. Hermann Flohn, Meteorol. Inst. der Universität, Bonn, Kurfürstenstraße 74.

Die pliozänen und quartären Pluvialzeiten der Sahara

Von JULIUS BÜDEL, Würzburg

Mit 1 Abbildung im Text

Zusammenfassung: In der betrachteten Zeitspanne (Beginn Pliozän bis Gegenwart) treten in der Sahara zwei Typen von Pluvialen auf.

Im N-Teil der Sahara ist das Pliozän trocken, ebenso das Holozän. Im Pleistozän treten sechs Pluviale auf, die zeitlich und kausal mit den ekotropischen Kaltzeiten übereinstimmen („polare Pluviale“). In der S-Hälfte der Sahara ist das Pliozän feucht, ebenso das Holozän vom Neolithikum ab. Dazwischen ist das Pleistozän zumeist trocken, erst spät (etwa Ende Riß bis Mitte Würm) tritt ein Pluvial auf. Die S-Saum-Pluviale zeigen daher keine oder nur indirekte Beziehungen zu den ekotropischen Kaltzeiten („äquatoriale Pluviale“).

Je weiter wir in die Vergangenheit zurückgehen, desto klarer zeigen die fossilen Zeugnisse eine andere Art und Verteilung der Klimagürtel an. Ihre rein rückschauende Ableitung aus dem Gegenwartsklima („klimatischer Aktualismus“) erwies sich als unreal. Daher wird versucht, von einem relativ gut rekonstruierbaren Klimazustand der Vergangenheit aus auf das Gegenwartsklima als exakt bekannten Endpunkt vorzuschreiten. Als solcher Ausgangspunkt empfahl sich das Klima vom Eozän bis zur Mio-Pliozän-Wende. Hierfür wird der Begriff „Alte Tropenerde“ vorgeschlagen. Die Erde war damals durch gleichmäßig warmes Klima, das Vorherrschen von Ostwinden, einer Rotlehm-Kaolin-Verwitterung und vorherrschende Flächenbildung bis in hohe Breiten ausgezeichnet. Vereiste Polarklimate fehlten. Die zonale Klimagliederung war schwach, insbesondere traten durchlaufende Passatwüsten zurück.

Die gegen Ende der „Alten Tropenerde“ spürbare langsame Abkühlung verstärkte sich im Pliozän. Die Vergrößerung der (noch mäßig) kalten Polarhauben förderte das Druckgefälle Pol/Äquator. Die Folge ist eine stärkere zonale Gliederung der Klimagürtel. Auch das Subtropenhoch tritt deutlicher hervor. Die Austrocknung der heutigen Sahara beginnt im N und setzt sich im Laufe des Pliozän bis zum S fort.

Die pleistozänen Kaltzeiten fördern dagegen die Meridional-Zirkulation. Ihre Spuren treten am N-Saum von der ersten Kaltzeit an als „Pluviale“ auf; am S-Saum erscheint ein solches erst im Jungpleistozän. Erst in der Würmzeit wird daher die Sahara von beiden Seiten her durch Feuchtgürtel eingengt, wie es dem Idealbild A. PENCK's entsprach. Es müssen also bestimmte Züge des „Eiszeitenklimas“ sich erst im Laufe des Pleistozän entwickelt und schließlich in der Würmzeit kumuliert haben.

Vier solche Entwicklungen wirkten dabei zusammen. Die beiden ersten: fortschreitende Gebirgshebungen und die allmähliche Vereisung der Nordpolargebiete fördern die Meridional-Zirkulation auf der N-Halbkugel. Die dritte: die fortdauernde Absenkung der interglazial-eustatischen Ozeanhochstände (Sizil - Milazz - Tyrren I - Monastir) förderte durch die Vergrößerung der Kontinentalflächen gleichfalls die Meridional-Zirkulation. Viertens wird auf Grund dieser sinkenden Ozeanstände ein verzögerter Aufbau des antarktischen Inlandeises abgeleitet. Im Ältestpleistozän noch fehlend, wurde es im Alt- und Mittelpleistozän zunächst in den Kaltzeiten, von einem bestimmten Umfang an (im Jungpleistozän) aber nur noch in den Warmzeiten weiter aufgebaut. Am größten war es wahrscheinlich zu Beginn des Würm (300—800 m mächtiger als heute). Daher wurde im Würm die S-Halbkugel besonders stark abgekühlt, rückte der thermische Äquator und der äquatoriale Regengürtel besonders weit nordwärts, so daß er auf den S-Saum der Sahara mit einem Pluvial übergreifen konnte.

Summary: During the period under consideration (from the beginning of the Pliocene to present) two types of pluvials occur in the Sahara desert.

In the northern part of the Sahara the Pliocene as well as the Holocene were dry. During the Pleistocene we find six pluvials, which coincide in time and in cause with the non-tropical cold periods („polar pluvials“). In the southern part of the Sahara the Pliocene is humid, and so is the Holocene beginning with the neolithic Age; the Pleistocene however, mostly dry and only late (about the end of „Riß“ till the middle of „Würm“) we find a pluvial. The southern pluvials do not show any or only indirect relations to the non-tropical periods („equatorial pluvials“).

The more we go back into the past, the more distinctly the fossil remains prove a type and arrangement of climatic zones different from today. To derive them from the present climate by looking backwards („climatic actualism“) proved to be wrong. So it was tried to proceed from a climate of the past, which can rather easily be reconstructed, to the well-known final point: the

present climate. As such a climate of the past, the climate from the Eocene to the beginning of the Pliocene offered itself. For this climate we suggest the term "Old Tropical Earth". The earth at this time was characterized by a uniformly warm climate, prevailing east winds, a red clay or kaoline weathering, and a predominant formation of plains up to high latitudes. Icy polar climates were not existing. The structure of climatic zones was vague, continuous subtropical and tropical deserts in particular were seldom.

The slow cooling setting in at the end of the "Old Tropical Earth" grew a little during the Pliocene. The enlargement of the (still moderately) cold polar caps increased the pressure drop Pole/Equator. As its consequence the zoned structure of the climatic belts became more pronounced and the subtropical high pressure zones more distinct. The drying process in the present Sahara began in the North and continued to the South during the Pliocene.

The cold periods of the Pleistocene, however, furthered the meridional circulation. They can be traced by the pluvials which occurred on the north edge beginning with the first cold period, while on the south edge the first pluvial occurred only during the late Pleistocene. So it was not before the period of the Würm that the Sahara was narrowed in from both sides by humid belts, which corresponds to the ideal conception of A. PENCK. Accordingly it was not before the Würm period that certain features of the cold type of the "ice age climate" must have developed and must have reached a climax.

Four such developments worked together. The first two: the progressive uplifting of mountains and the gradual icebuilding of the northern polar region stimulated the meridional circulation on the northern hemisphere. The third: the continuous sinking of the interglaciale eustatic high standing of ocean waters (Sicil - Milazz - Tyrren I - Monastir) furthered likewise the meridional circulation by its simultaneous enlargement of continental areas. Fourth: on account of the sinking of ocean waters a retarding increase of the antarctic inland ice is inserted. Still missing in the earliest Pleistocene, it gradually increased in the old and middle Pleistocene and here only during the cold periods; later, however, (late Pleistocene) and from a certain extent onwards only during the warm periods. Its greatest extent was probably reached at the beginning of the "Würm" (300—800 m thicker than today). Hence the enormous drop of temperature in the southern hemisphere during the Würm, which caused the thermic equator and the equatorial rain belt to move so far up north that pluvials could reach the southern edge of the Sahara.

I n h a l t

- I) Entwicklung des Problems
- II) Wege der Lösung
 - a) Erweiterung der Kenntnis saharischer Pluvialzeit Spuren
 - b) Methoden der Altersbestimmung
 - c) Ausdehnung der Betrachtung auf das Pliozän
- III) Abriss des pliozän-quartären Klimaganges in den betrachteten Breitenzonen
 - a) Mitteleuropäische Beckenlagen (thermischer und hygrischer Klimaablauf)
 - b) N-Saum der Sahara (Südfluß des Hohen-, des Anti- und Sahara-Atlas)
 - c) Nördl. Zentralzone der Sahara (Tademaît, Libyen, Ägypten)
 - d) Südl. Zentralzone der Sahara (Hoggargebirge)
 - e) S-Saum der Sahara (Senegal, Tschadseegebiet)
- IV) Bedeutung des saharischen Klimaganges für die allgemeine Klimageschichte
 - a) Sonderstellung des Pleistozäns im ganzen, der Würmzeit im besonderen
 - b) „Polare“ und „äquatoriale“ Feuchtzeiten in der Sahara
 - c) Geologischer und klimatischer Aktualismus. Die „Alte Tropenerde“ (Eozän-Miozän)
 - d) Die Zonal-Differenzierung des Zirkulationssystems im Pliozän
 - e) Das Aufkommen meridionaler Zirkulationstypen und die Asymmetrie der der Sahara-Pluvialfolge im Pleistozän
 - 1) Fortschreitende Gebirgshebungen im Quartär
 - 2) Gang der Inlandeis-Bildung auf der Nordhalbkugel
 - 3) Die schrittweise Absenkung der interglazial-eustatischen Ozeanstände
 - 4) Der verzögerte Aufbau des Antarktischen Inlandeises.

I) Entwicklung des Problems

Kaum hatten A. PENCK und J. GEIKIE im Jahre 1882 die Gliederung des Eiszeitalters in mehrere Kaltzeiten (Glaziale) und zwischenliegende Warmzeiten (Interglaziale) nachgewiesen, als bald zwei wichtige Folgerungen gezogen wurden. Einmal erwies sich, daß diese 3- bis 5-fache Aufeinanderfolge sich im Abstand von rd. 10^5 Jahren in so auffallend ähnlicher Form wiederholender Vergletscherungen in fast allen Teilen der Außertropen und für die beiden letzten Kaltzeiten selbst für die meisten tropischen Hochgebirge galt. Zum zweiten zeigte sich in vielen Trockenräumen der tropischen Tiefländer, vor allem den tropisch-subtropischen Passatwüsten durch das Quartär eine ähnlich anmutende Folge von Feuchtzeiten, für die E. HULL in Palästina 1884 zum erstenmal das Wort „Pluvial“ anwandte (später durch den Ausdruck „Interpluvial“ für Trockenzeiten ergänzt). Aus dem gemeinsamen quartären Alter beider Erscheinungen und bestimmten meteorologischen Überlegungen lag es nahe, in diesen „Pluvialen“ die Wüstenausprägung oder die dorthin reichende Auswirkung der ektropischen „Glaziale“, in den „Interpluvialzeiten“ solche der „Interglaziale“ zu erblicken.

Diese erste Arbeitshypothese bahnte den Weg zu weiteren Fragen. Die erste lautete: stimmen innerhalb des Quartär die Pluviale der Sahara zeitlich — und kausal — wirklich mit den Kaltzeiten der Ektropen überein? Die zweite: wenn ja, treten solche kaltzeit-synchronen Pluviale in allen Teilen der europagroßen Wüste gleichartig und gleichzeitig vom N-Rand bis zum S-Saum auf?

A. PENCK vertrat hier zunächst die Ansicht, daß die Passat-Trockengürtel in den Kaltzeiten als Ganzes äquatorwärts verschoben worden seien, d. h. also ihr Polarsaum zwar feuchter, ihr Äquatorialsaum aber trockener gewesen sei als heute. Das hätte eine Vershmälnerung der äquatorialen Regenzone in jeder Kaltzeit bewirkt (mit der stillschweigenden Annahme einer umgekehrten Verschiebung in den Interglazialzeiten). Für ihn war dabei Schneegrenz-Depression in den Hochgebirgen mit Feuchtigkeitszunahme im darunter liegenden wüstenhaften Tropentiefeland gekoppelt. Als weitere Forschungen nun ergaben, daß die eiszeitliche Schneegrenz-Depression (etwa in den Hochanden) über allen Teilen der Passat-Trockengürtel ähnlich stark war, gab er seine erste Hypothese später auf und kennzeichnete auf der Wiener Quartär-Konferenz von 1936 seinen Standpunkt sinngemäß wie folgt: nicht die regenreichen Tropen waren während der Kaltzeit eingengt, sondern die subtropischen Wüstengürtel der Passatzonen. Dies blieb in der Folgezeit die Ansicht der meisten Geographen und Geologen, nicht aber der Prähistoriker. Von diesen hielten viele an der älteren Anschauung fest. Sie wurde eine halbe Generation später von L. BALOUT (1952) für die französische Sahara dahin präzisiert, daß es in der Sahara zweierlei Arten pleistozäner Pluvialzeiten gäbe: „etesische“ an ihrem mittelmeeerischen Nordsaum, die nur in den Kaltzeiten, und „monsunale“ am Südsaum, die nur in den pleistozänen Warmzeiten aufträten. Dies läuft, wie man sieht, im Kern auf die ältere PENCK'sche Anschauung hinaus: Verschiebung der \pm ungeschmälerten Trockenzone in jeder Kaltzeit zum Äquator hin, in jeder Warmzeit wieder polwärts zurück.

II) Wege zur Lösung

a) Erweiterung der Kenntnis saharischer Pluvialzeit Spuren

Eine solche ist seit dem 2. Weltkrieg auf verschiedene Weise erfolgt. Wichtige solche Spuren sind fossile Täler mit einer Sohlenfüllung aus gut gerundeten Schottern (fossil häufig: Konglomeratdecken), die heute nicht mehr oder nur selten (episodisch) von Flüssen benutzt werden, so daß seitlich zuführende Trockenschuttkegel (Wüstenfanglomerate) oder gar Dünen die Wadisohlen verhüllen. Konglomeratbedeckte Terrassenfolgen solcher Flüsse erwiesen sich als Spuren mehrerer Feuchtzeiten. MENSCHING (1958, 1960) hat diese Methode auf die Trennung weiter, ineinandergeschachtelter Gebirgsfußflächen (Pedimente) er-

weitert. Im Mündungsbereich leiten Wadi-Terrassen oft zu solchen von abflußlosen Seen mit einst höher gespanntem Spiegel über. Fluviale, lakustre und äolische Sedimente bergen oft tierische oder pflanzliche Fossilien, die Schlüsse auf ein ehemals feuchteres Klima zulassen (als sichere Zeugen für ein ehemals anderes Temperaturklima sind sie dagegen in der heißen Zone nur selten brauchbar). Dagegen konnte KNETSCH (1962) zeigen, daß die fossilen Grundwasservorräte der Sahara altersmäßig besonders gut faßbare Reste von Pluvialen sein können. Eine weitere Gruppe solcher Zeugen bilden fossile Böden, besonders Braunlehme, Rotlehme und Roterden (BÜDEL, KUBIENA 1955, FLINT, 1963), wogegen fossile Krustenböden (Eisenkrusten, Laterite, Kalk- und Gipskrusten) je nach ihrer Lage im Vergleich zu den heutigen Klimagürteln trockenere oder feuchtere Perioden anzeigen können (KNETSCH, 1950, BÜDEL, 1953, MENSCHING 1955 u. a.), so daß für die klimageschichtliche Auswertung von Krusten — ja auch schon zur Bestimmung ihres Fossilitätsgrades überhaupt — besondere Sorgfalt nötig ist. Alle fossilen Bodendecken erlauben im übrigen eine volle klimageschichtliche Auswertung nur in Verbindung mit der morphogenetischen Analyse der Flächen (Reliefgenerationen), denen sie zugehören, sowie aller geologischen Begleitumstände, sedimentärer wie plutonischer. Außerdem zeigen die meisten rezenten und fossilen Bodenprofile der Tropen wegen ihres meist hohen Alters in sich einen polygenetischen Aufbau (KUBIENA 1962, 1963), dessen Parallelisierung mit der morphogenetischen Stellung der Auflagefläche das optimale Ziel solcher Untersuchungen ist. Denn jede Altersbestimmung irgendeiner Pluvialzeitspur hat in diesem Zusammenhang nur dann einen Sinn, wenn klargestellt ist, ob das betreffende Sediment wirklich exakt den Schluß auf feuchteres (oder trockeneres oder nur sonstwie andersartiges) Klima während der Entstehungszeit zuläßt.

b) Methoden der Altersbestimmung

Erwünscht ist natürlich für solche Parallelisierungen die absolute. Aber wir legen Wert auf die Feststellung, daß eine solche — etwa nach modernen Rechen- und physikalischen Labormethoden — ohne eine vorhergehende, allseits abgesicherte relative Datierung im Gelände aufgrund der logisch-historischen Indizienketten, deren sich Geomorphologie, Geologie und Vorgeschichte in ähnlicher Weise bedienen, nutzlos, ja irreführend sein kann. Eine Probe absolut-physikalischen Altersbestimmungen zu unterwerfen hat nur einen Sinn, wenn der klimageschichtliche Aussagewert, seine repräsentative Gültigkeit für ein weiteres Gebiet und die geologische Stellung des betreffenden Sediments vorher einwandfrei geklärt werden konnte. Bei der relativen Altersbestimmung ist es wichtig, möglichst Anfang und Ende der betreffenden Sedimentationsperiode (etwa einer Feuchtzeit) getrennt festzulegen, um ein erstes Maß für ihre Dauer zu erhalten. Nicht selten kann man wenigstens einen dieser Werte — meist das Ende — genauer festlegen. Schon das ist für Synchronisierungen von Vorteil.

Die Altersbestimmung durch pflanzliche Reste (etwa Pollenanalyse) scheidet in der Wüste weithin aus¹⁾. Auch die Succession der Faunen ist hier — in der Nähe der in den Tropen ja fortdauernden „Alten Tropenerde“ — für die aufeinanderfolgenden Pleistozänabschnitte nicht so kennzeichnend wie bei uns. Um so größer ist die Bedeutung der prähistorischen Werkzeuge des Menschen. Im Holozän — etwa Ägyptens — reicht endlich die genau datierbare Schriftgeschichte rd. 3500 Jahre weiter zurück als in Mitteleuropa (BUTZER, 1958, 1959; WRIGHT jr., 1961 u. a.). In den Atlasländern wie in Ägypten und anderwärts gelang die Parallelisierung von Pluvial- und Interpluvialspuren mit den um die Küsten der ganzen Erde verknüpfbaren eustatischen Terrassen der pleistozänen Warmzeiten (MENSCHING 1953—1957, PFANNENSTIEL, 1953, CHOUBERT, 1957, BUTZER und

¹⁾ Eine Ausnahme machen Wüstengebirge (Hoggar, Tibesti), vgl. die neueren Untersuchungen von QUÉZEL und MARTINEZ (1962) sowie von VAN ZINDEREN-BAKTER (1962, 1963), die mir erst während der Drucklegung dieses Aufsatzes zugänglich wurden.

CUERDA, 1962 u. a.). „Exakte“ Zeitbestimmungen wie Radiokarbondatierungen sind hier bis jetzt erst in wenigen Fällen in überzeugender Weise angewandt worden; mit den letzteren können bislang nur die letzten 50 000 Jahre erfaßt werden.

c) Ausdehnung der Betrachtung auf das Pliozän

Das Holozän schließt sich eng an die eiszeitliche Klimageschichte an. Seine Bedeutung liegt hierbei darin, daß wir nur für die Gegenwart (im engsten Sinne) die allgemeine Zirkulation der Atmosphäre genau kennen. So geht die meteorologische Analyse des Eiszeitklimas stets vom Holozän aus. Das eiszeitliche Klima stellt sich von hier aus gesehen in allen seinen Zügen nur als graduell verschiedene Abwandlung des gegenwartsclimatis dar. Indessen war die genetische Ausgangsbasis für zahlreiche klimabestimmende Faktoren des Pleistozän nicht deren holozäner Entwicklungsstand, sondern derjenige des Oberpliozän. Das gilt von der damaligen Verteilung von Meer und Land, der Höhe der Gebirge, dem Vorhandensein oder Fehlen großer Vergletscherungen, der Lage der Pole, der ererbten Bodendecke weiter Räume und vielen anderen Zügen. Selbst bei der — unwahrscheinlichen — Annahme einer völlig gleichen Sonneneinstrahlung mußte die Abwandlung dieser „terrestrischen Klimafaktoren“ dem Klima des Oberpliozän und in seiner Weiterentwicklung auch dem des Pleistozän Züge verleihen, die von denen des Holozän deutlich abwichen. Das Bild des eiszeitlichen Klimaganges muß daher durch denjenigen des Pliozän ergänzt werden, der zu jenem führt.

III) Abriss des pliozän-quartären Klimaganges in den betrachteten Breitenzonen

Abb. 1 stellt dementsprechend den Klimaablauf seit der Mio-Pliozänwende, d. h. in den letzten 10—12 Mill. Jahren dar. Er beruht auf einer entsprechenden Auswertung der erdwissenschaftlichen Klimazeugen und beschränkt sich dabei auf die Angabe, ob man danach das Klima der einzelnen Zeitabschnitte im Vergleich zur Gegenwart nach Feuchtigkeit (jeweils Spalte I) und Temperatur (Spalte II) als deutlich abweichend an-

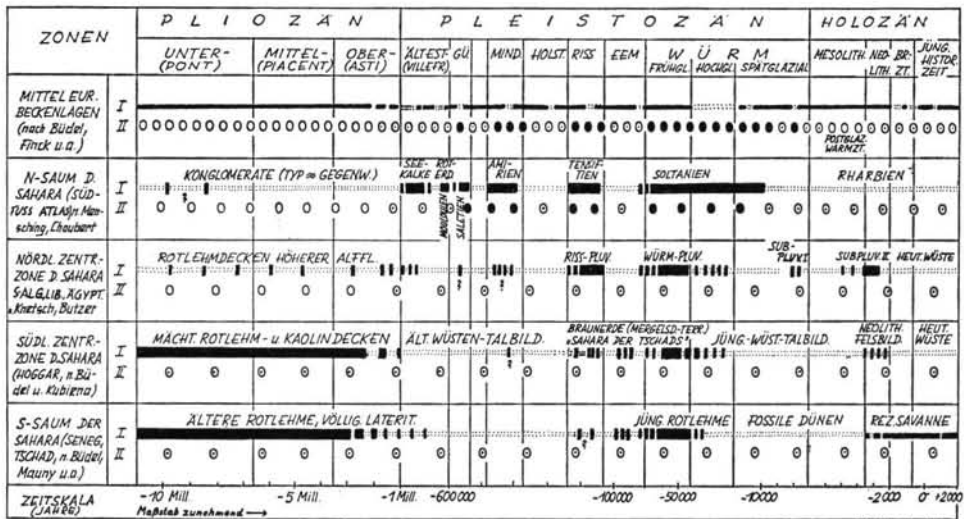


Abb. 1. Pliozäne und quartäre Kalt- und Feuchtzeiten in Mitteleuropa und in der Sahara.

nehmen muß oder nicht. In Spalte I bedeutet dabei ein dicker Querbalken: wesentlich feuchter als heute, ein dünner: gleich feucht oder nur wenig feuchter als die Gegenwart, das doppelte Punktband: trockener als die Gegenwart. Die Signaturen zu den Spalten II sind unten auf Abb. 1 hinreichend erklärt.

Besonders für die älteren Zeiten sind die erhaltenen Spuren sehr lückenhaft. Die Darstellung für das Pliozän, das Alttest- und das Altpleistozän bietet daher nur eine summarische Pauschalangabe. Aus Gründen der Gleichmäßigkeit wurden dieselben Signaturen auch für die jüngeren Zeiten beibehalten. Daß für das Würmglazial und das Holozän natürlich weit genauere Angaben möglich wären, haben wir nur so weit berücksichtigt, als es die Wahl eines zunehmenden Zeitmaßstabes in dieser Richtung erlaubte.

Die Klimaentwicklung der Sahara ist in Abb. 1 für vier von N nach S folgende Breitenzonen dargestellt, außerhalb zum Vergleich in der obersten Spalte diejenige für Mitteleuropa („mitteleuropäische Beckenlagen“) als dem nächsten und am besten untersuchten ektropischen Nachbarraum. Für die Sahara ist eine Breiten-Zonierung als Grundlage einer solchen Untersuchung mehr als irgendwo berechtigt; wir befinden uns hier im Mustergebiet zentraler Anordnung der heutigen Klimagürtel. Die Meeresgrenzen im N und S laufen ebenso wie die begrenzenden Gebirge (Atlas und Oberguineaschwelle) fast genau west-östlich. Endlich setzt sich dieser Wüstenraum mit einer nur leicht nach ONO abbiegenden Achse nach Arabien und Iran fort.

a) Mitteleuropäische Beckenlagen (thermischer und hygrischer Klimaablauf)

Im Alttertiär (40—60 Millionen Jahre vor der Gegenwart) blühten auf Spitzbergen Walnüsse und Magnolien, tropisches Klima reichte bis in mittlere, subtropisches bis in heute polare Breiten. Dieser Zustand der „Alten Tropenerde“ (BÜDEL, 1962) hatte sich bis ins Obermiozän thermisch nur wenig verändert, wenngleich feuchtere mit trockenen Perioden wechselten; deutliche Trockenperioden zeigt in Mitteleuropa u. a. das Helvet (Mittel-Miozän, RUTTE, 1963) und das Sarmat (oberstes Miozän), besonders dessen mittlerer Abschnitt (WINKLER, 1960. SCHWARZBACH, 1961). In dem langen, schmalen, nur nach O sich etwas breiter öffnenden Meeresarm des Alpenvorlandes im Burdigal (höheres Altmiozän) zeigt die 200 km lange, bis 70 m hohe Klifflinie am SO-Saum der Schwäbischen Alb (GLASER, 1963) die Vorherrschaft von Ostwinden im damaligen Mitteleuropa an. Das gleiche bezeugen die breiten Strandterrassen und hohen Kliffs des Tortonmeeres und des unterpliozänen (pontischen) Binnensees am Alpenrand des Wiener Beckens im harten Dachsteinkalk. Das Klima des Unterpliozän (Pont) mit seinen reichen Kohlenlagern war (gegenüber dem Sarmat) wieder feuchter. Das Temperaturniveau Mitteleuropas lag gegenüber dem Alttertiär schon deutlich niedriger, hielt sich aber auch damals — vor etwa 10—12 Jahrmillionen — noch auf einem randtropisch-subtropischen Stand.

Von diesem aus erfolgte im Mittel- und Oberpliozän eine weitere langsame Abkühlung: ein weiterer äquatorwärtiger Rückzug der „Alten Tropenerde“. Der Grad dieser Absenkung bis an die Schwelle des Pleistozän (vor 1 Jahrmillion) ist umstritten. Fest steht nur, daß er noch geringfügig war im Vergleich mit dem rascheren Temperaturabfall, der sich im Alttestpleistozän (Kalabrien, Villafranca) ankündigte und erst recht gegenüber dem Klimasturz Mitteleuropas in polare Verhältnisse, der dann mit der ersten echten Kaltzeit (Donau- bzw. Prägünz-Kaltzeit) vor etwa 600 000 Jahren eintrat. Die Entwicklung der Tier- und Pflanzenwelt Mitteleuropas im Pliozän zeigt schon wegen der zeitlichen Nähe eine zunehmende Annäherung an die heutigen Formen. Aber es ist ungewiß, wieweit für diese Entwicklung gerade der Faktor der Senkung der mittleren Jahrestemperatur und wieweit andere Einflüsse auf die Phylogenie maßgebend waren. Nur wenige Gattungen und Arten haben schließlich die letzte Anpassung an das pleistozäne

Kaltklima vollziehen können. Viele, oft nahe verwandte Typen mit engerer Wärmeanpassung sind mit dieser Klimawende - rascher oder langsamer - ausgestorben. Aus ihrer vorher, noch im Lauf des Pliozän erfolgten Annäherung an die heutigen Typen kann man nicht ohne weiteres auf eine ebenso große Annäherung der pliozänen Temperaturentwicklung an die pleistozäne schließen. Aus diesem Grunde dürften die von SCHWARZBACH (1961, S. 149) nach verschiedenen Autoren aus der Annäherung pliozäner Floren und Faunen an die Gegenwart zusammengestellten Wärmegrade für das Tertiär eher zu niedrig als zu hoch liegen. Immerhin wäre selbst dann der Wandel vom Oberoligozän (18°) über das Miozän (16°) zum Pliozän (14°) noch geringer, als der Sturz von letzteren auf das warmzeitliche (9°) oder gar das kaltzeitliche Pleistozänniveau (0°). Typische Polar- und Hochgebirgsfaunen (etwa mit Ren, Lemming, Gemse) sind dem gesamten Pliozän auf jeden Fall noch völlig fremd, sie entstehen erst allmählich im Lauf des Pleistozän (SICKENBERG, 1951).

Sicherere Hinweise bieten anorganische Klimazeugen. Vier Umstände erscheinen dabei wichtig. Der erste: wir finden auf der Erde bis zum Ausgang des Oberpliozän keine Anzeichen für die Existenz inlandsbedeckter Polarkalotten und auch kaum solche für vergletscherte Hochgebirge (SCHWARZBACH, 1961, S. 156-158). Der zweite: die oberpliozänen Basalte der Oststeiermark sind nach ihrer in der Mitte dieses Zeitraums (zwischen Daz und Levantin) erfolgten Ausbruchsphase noch von einer 15 m tiefen Rotlehmverwitterung feuchtsubtropischen Charakters überdeckt worden (WINKLER, 1957, S. 678 und 735); ein bedeutsamer Klimawechsel erfolgte erst vom Asti zum Kalabrien (S. 323). Der dritte: in vielen Teilen Mitteleuropas wurden noch im Oberpliozän ausgedehnte Verebnungsflächen ganz nach Art der wechselfeucht-tropischen bis subtropischen angelegt, die noch rücksichtslos über viele Gesteinsunterschiede und die Wasserscheiden der erst später — im Pleistozän — in Talgefäße eingeschnittenen Flüsse hinweggreifen. Meine Beobachtungen aus dem fränkischen Gäuland (BÜDEL, 1957) wurden von denen vieler anderer Autoren, so insbesondere MENSCHING (1957) für die Rhön, WINKLER (1957) und FINK (1961) für die Ostabdachung des Böhmisches Massivs und der Ostalpen bestätigt. Der vierte: subtropische Rotlehmbildung und subtropische Formbildungsvorgänge (Fußflächenbildung) können noch herrschen, wenn die Winter schon kalt, aber die Sommertemperaturen noch hoch sind und mit einer Sommer-Regenzeit zusammenfallen („monsunale“ Subtropen). Neben trocken-kalten Wintern bleiben dann die feucht-heißen Sommer immer noch die bodenkundlich und morphologisch „aktive“ Jahreszeit. Für eine an Dauerwärme angepaßte Biosphäre bedeuten jedoch kalte Winter schon eine scharfe Auslese. Wenn also im Laufe des Pliozän tropische Floren- und Faunenelemente zurück- und „mitteleuropäische“ hervortreten, so braucht man daraus noch nicht auf einen gleich starken Wandel der anorganischen Vorgänge zu schließen.

Erst mit dem Villafranca waren infolge vermehrter mechanischer Verwitterung und der Zunahme grober Erosionswerkzeuge die mitteleuropäischen Flüsse zu stärkeren Ansätzen der Talbildung in überbreiten, noch wenig in die Rumpfflächen eingetieften Tälern instande. Diese ganz entscheidende Umstellung der morphogenetischen Prozesse — erste Talbildung nach vielen Jahrmillionen vorherrschender Flächenbildung in den mitteleuropäischen Becken- und Mittelgebirgslagen — war aber erst von einer bescheidenen weiteren Abkühlung begleitet. Alle Anzeichen weisen vielmehr darauf hin, daß hier im Ältestpleistozän das Klima zunächst einmal gegenüber dem noch feuchten Oberpliozän deutlich trockener wurde. Auf entsprechenden Terrassen des Maintales fand KÖRBER (1963) Windkanter mit Wüstenlack, ähnliche Beobachtungen hat BAKKER (1938) aus Westeuropa mitgeteilt. Nach den Faunen gliedert sich das Ältestpleistozän in Mitteleuropa in eine ältere Savannen- oder Steppenzeit, eine mittlere Waldzeit und eine jüngere Steppenzeit. Ein deutlicher Umschlag auch in der Biosphäre ist das Auftreten vieler Großsäuger (WILHELMY, 1958).

Die eigentliche thermische Klimawende erfolgte dann mit dem Einsetzen der ersten

Kaltzeit (auf die Darstellung von Prägünz-Kaltzeiten sowie der mutmaßlichen Zerteilung der Mindel- und Riß-Kaltzeit — vgl. GRAUL, 1962 — wurde aus Maßstabgründen in Abb. 1 verzichtet). Sämtliche weiteren Kaltzeiten zeigen einen ähnlichen Verlauf: einen relativ raschen Temperaturabfall um rd. 8° in der freien Atmosphäre (und rd. das Doppelte in Bodennähe der mitteleuropäischen Beckenlagen) sowie einen ähnlich raschen Wiederanstieg auf ein annähernd dem Holozän entsprechendes Temperaturniveau in den zwischenliegenden Warmzeiten. Das jeweilige Hochglazial führt zugleich zu einer ausgesprochenen Trockenphase (Lößzeit: Lößtundra und Lößsteppe). Die Würmzeit ist — heute mit mehr Recht als je — als eine nur von sekundären Interstadialschwankungen begleitete einheitliche Klimawelle dargestellt (BÜDEL, 1960, FINK, 1962), der die wohlbekannteren kleineren Klimawellen der Spät- und Postglazialzeit in maßstabgerechter Vereinfachung folgen.

b) N-Saum der Sahara (Südfuß des Hohen, des Anti- und des Sahara-Atlas)

In der heutigen pflanzengeographischen Zone der Wüstensteppe am Sahara-Nordsaum hatten KNETSCH (1950) in Libyen und BÜDEL (1952) in Südalgerien aus der Verknüpfung von Flußterrassen mit Kalkkrusten- und Karstgenerationen eine Folge von 5 durch Trockenphasen unterbrochenen quartären Feuchtzeiten festgestellt, von denen die älteste — mutmaßlich ältestpleistozäne — die stärkste war. Dies Ergebnis wurde durch die schon genannten Untersuchungen von MENSCHING (1955, 1960) und CHOUBERT (1957) durch die genaue Trennung von 6 Pluvialzeiten (Seekalkzeit, Moulouyen, Saletien, Amerien, Tensiftien, Soltanien) und deren exakte Parallelisierung mit zwei Prägünz-Kaltzeiten sowie der Günz-, Mindel-, Riß- und Würmkaltzeit gefestigt. Dies gelang insbesondere MENSCHING durch die Verknüpfung der entsprechenden weiten Pedimentfluren mit den Moränen des Hohen Atlas (für Riß und Würm) als auch diejenige der interglazial-interpluvialen Zwischenphasen mit den entsprechenden eustatischen Meeresterrassen sowie durch die Eingliederung dieser Klimaphasen in die prähistorischen Stufen. Für diesen Raum ist somit die Gleichzeitigkeit aller fünf bis sechs ektropischen Kaltzeiten des Pleistozän mit der gleichen Zahl saharischer Pluvialzeiten wohl gesichert. Das Kaltzeitphänomen erfaßte jeweils die ganze anschließende Polarkalotte, die entsprechenden Pluvialzeiten nur einen kleinen Nachbarraum. Bei so gleichartiger Wiederholung desselben Zusammenklangs scheint der Schluß berechtigt: diese Pluvialzeiten am Südsaum des Maghreb wurden das ganze Pleistozän hindurch von den außertropischen Kaltzeiten gesteuert, sie hängen kausal von den „Eiszeiten“ ab. Diese Folgerung wird noch durch den Umkehrbeweis gestärkt, daß sich weder nachher noch vorher: weder für das Holozän und vor allem nicht für die vorausgehende lange Pliozänzeit — mindestens deren jüngere Abschnitte — hier irgendwelche stärkeren Feuchtzeitspuren bisher nachweisen ließen²⁾. Das erhärtet für diese Zone das Ergebnis: ohne (außertropische) Kaltzeit keine (nordsaharische) Feuchtzeit. In den letzten 5—10 Jahrmillionen scheinen hier in der Tat — mindestens ganz vorwiegend — von den Außertropen her wirksame thermische und Zirkulationsschwankungen das Auftreten von Pluvialzeiten bewirkt zu haben.

c) Nördliche Zentralzone der Sahara
(Tademaît, Libyen, Ägypten)

Aber schon in dieser Zone (Südalgerien, Libyen und Ägypten, etwa zwischen 25° und 30° NBr.) ändert sich das Bild. Von den fünf bis sechs pleistozänen Kaltzeiten der Ekstro-

²⁾ Erst für das Miozän lassen sich hier (nach freundlicher mündlicher Mitteilung von H. MENSCHING am 2. 2. 1963) Spuren einer älteren großen Feuchtzeit nachweisen. Vielleicht kann man in Analogie zu Nachbargebieten annehmen, daß diese miozäne Feuchtzeit noch etwas ins tiefste Pliozän hineinreichte (mit Fragezeichen in Abb. 1 angedeutet).

pen sind hier nur die beiden letzten: Würm- und Rißkaltzeit durch parallele Pluvialzeiten vertreten. Am exaktesten gelang hier KNETSCH (1963) im Grenzraum zwischen Libyen und Ägypten der Nachweis für ein sehr kräftiges Würm-Pluvial, denn er konnte mit der Radiokarbon-Methode nachweisen, daß die reichen fossilen Grundwasservorräte unter den westägyptischen Oasendepressionen ein Alter von 25-45 000 Jahren besitzen. Deutliche Spuren einer vermutlich gleichfalls würmzeitlichen Feuchtzeit zeigt die charakteristische Mergelsandterrasse des Wadi Feiran auf Sinai (BÜDEL, 1954). Im Umkreis des ägyptischen Niltales konnte BUTZER (1958) mit guten Gründen ein Riß- neben diesem Würmpluvial belegen. Von einer Mindel-Pluvialzeit gibt es aber nur noch sehr fragile Spuren (BUTZER, 1958, S. 102). Schwache Rotlehmspuren auf Kalksanden der dem Sizil entsprechenden Nilterrassen verlegt BUTZER (1959, S. 66) allgemein ins „Prä-Mindel“. Anzeichen älterer Pluvialzeiten gibt es somit auch noch in Ägypten, aber ihre Parallelität mit den entsprechenden Kaltzeiten der Außertropen ist zumindest unsicher und keinesfalls mehr zwingend. Ganz allgemein herrscht dagegen der Eindruck, daß das Klima Ägyptens von der (eine oberpliozäne Feuchtphase abschließenden) Plio-Pleistozänwende an bis zu den jüngsten Feuchtzeiten des Riß- und Würmpluvials immer trockener wurde (PFANNENSTIEL, 1955).

In Übereinstimmung damit zeigen sich auch im Zentral- und Westteil dieser Zone die Spuren älterer, präpleistozäner Feuchtzeiten. In der westlichen Sahara konnte weder ich selbst (1951) noch später MECKELEIN (1954) altpleistozäne Feuchtzeitspuren finden. Wohl aber sind dort hochgelegene Altflächen, wie das große Kreideplateau von Tademaït (27 bis 30° NBr., rd. 600 m Seehöhe) allein in der N-S-Erstreckung auf mehrere hundert km unter dem rezenten Wüstenpflaster von einer ausgedehnten fossilen Rotlehmdecke verhüllt, aus der durch Wind- und gelegentliche Spülflutabtragung das heutige Pflaster entstand. Charakter, Ausdehnung und Höhenlage der Tademaït-Rotlehmdecke deutet entschieden auf eine sehr lange präpleistozäne Feuchtzeit aus dem Jungtertiär hin, die vom Plio- bis zum Ältestpleistozän hineinreichte, wie es Abb. 1 andeutet (BÜDEL, 1951). Ganz ähnliche Rotlehme auf entsprechenden Altflächen fand MECKELEIN (1959, S. 95, 129, 165) unter 28° bzw. 25° NBr. auf dem Basaltplateau des „Djebel es-Soda“ (Fezzan) auf einer 600 m hohen Altfläche und auf den kleinen Plateaus von Graret Tebu am Nordsaum des Serir Tibesti in ähnlicher Lage. Er sowie KUBIENA (1957, 1959), der diese Böden untersuchte, stellten sie in eine „jungtertiäre Feuchtzeit“. Damit stimmen die Reste „tertiärer Seen“ überein, die LEFRANC (1957) in der östlichen Hofra-Senke fand, sowie vor allem die von PFANNENSTIEL (1953, S. 375-379) durch eine ausgedehnte geologische Literatur belegte Phase „oberpliozäner Flußtätigkeit“ in Oberägypten. Diese einstigen Nebenflüsse des Nil führten Sand und Blockwerk, auch ihre Talstufen lassen auf periodisch-episodischen Lauf in einem halbtrockenen Klima schließen. Nach PFANNENSTIEL reichte diese Flußtätigkeit (mit Nachklängen) noch bis ins älteste Pleistozän, dann wurde das Klima immer trockener, die alten Talnetze von Dünen überschüttet, wie man es in diese Breitenzone auch in der westlichen Sahara (an der Tademaït-Stufe wie bei El Golea in offensichtlich alten Wüstentälern) vielfach beobachten kann.

Zum erstenmal begegnen wir schließlich in dieser Breitenzone auch bereits holozänen Pluvialzeiten. BUTZER (s. o.) hat sie als „Subpluvial I“ und „Subpluvial II“ der jüngeren Tundrenzeit (also den letzten Kaltzeitrückfall der mitteleuropäischen Ektropen) bzw. dem späteren Mesolithikum und vor allem dem Neolithikum (und damit hier der ektropischen „Postglazialen Wärmezeit“!) zugeordnet. Das letztere ist ein zunächst auffallendes Phänomen, dem wir aber in der südlichen Sahara verstärkt begegnen werden. So kann man zusammenfassend nach dem heutigen Forschungsstand von dieser Zone sagen: es sind noch recht deutliche Anklänge an die — außertropisch gesteuerten — Nordsaum-Feuchtzeiten vorhanden, im ganzen aber überwiegend bereits diejenigen an die süd-saharischen Verhältnisse.

d) Südliche Zentralzone der Sahara (Hoggar-Gebirge)

Der letztgenannte Typus der Pluvialzeitenfolge beherrscht schon die südliche Zentralzone der Sahara. Das mitten in diesem Breitenbereich (rd. 20-25° NBr.) gelegene Hoggar-Massiv zeigt dies besonders klar (BÜDEL, 1952, 1955; KUBIENA, 1955). Allein auf der SW-Flanke des Gebirges sind die beherrschenden Altflächen zwischen 1500 und 2400 m auf einer Fläche von mindestens 200 km² mit bis über 20 m mächtigen Lagen tiefgründiger Kaolinverwitterung bedeckt. Diese alten Böden sind nur unter den sog. „altbasaltischen Lavaergüssen“ erhalten, die ihrerseits Tausende von km² bedecken; die mächtigen kaolinreichen Rot- und Weißlehme unter diesen Basalten dürften somit ebenfalls noch ein weit größeres Areal überziehen, als es in den genannten 200 km² erschlossen ist. Die unter diesen Lavaergüssen verhüllte, einen altgepreßten Kristallinsockel trotz aller Gesteinsunterschiede rücksichtslos kappende und durch die genannte Kaolinverwitterung gekennzeichnete Rumpffläche erfordert eine Herrschaft relativer tektonischer Ruhe und zugleich tropisch-wechselfeuchten Klimas während einer geologischen Periode von mindestens 10⁷ Jahren. Das ganze Pliozän reicht dazu kaum aus, der Beginn dieser Periode kann daher bis ins Mittel- und Alttertiär zurückreichen. Es handelt sich hier um die eindeutige Spur der tropisch-randtropisch-wechselfeuchten „Alten Tropenerde“, die in der Tertiärzeit bis tief ins Pliozän hinein einen viel größeren Teil der Welt (polwärts bis in die Breiten von Mitteleuropa und Südkandinavien) beherrschte als heute. Es war eine lange große Warmzeit, erst gegen ihr Ende, mit dem Ausgang des Pliozän und dem Übergang zum Pleistozän treten auf der Erde wieder vereiste Polarkalotten und vergletscherte Hochgebirge auf (SCHWARZBACH, 1961). Innerhalb dieser alten Warmzeit wechselten trockenere und feuchtere Perioden zeitlich und räumlich miteinander ab. Im ganzen aber herrschte jedenfalls im Hoggar-Gebirge, im Plateau von Tademaït und in den genannten Bereichen Libyens, kurz in großen Teilen gerade der heutigen Zentralen und Südlichen Sahara im Miozän und danach noch durch lange Perioden des Pliozän kein trockenes, sondern ein warm-wechselfeuchtes Savannenklima (KUBIENA, 1955). Der Feuchtzeitenverlauf ist also hier annähernd umgekehrt wie am Sahara-N-Saum: dort herrschte vor dem Pleistozän (wenigstens im jüngeren und mittleren Pliozän) sowie danach, im Holozän weithin das heutige Trockenklima, das Pleistozän aber bringt dorthin Feuchtzeiten parallel mit den außertropischen Kaltzeiten. Im Hoggar herrscht umgekehrt bis an die Schwelle des Pleistozän das wechselfeuchte Savannenklima der „Alten Tropenerde“; mit dem Einsetzen des Pleistozän aber beginnt die Trockenperiode mit der Entwicklung der Wüstenmorphologie, die bis heute die Zertalung des Gebirges beherrscht. Dieser Ablauf wird nur durch eine deutliche Feuchtzeit unterbrochen, die ins jüngere Pleistozän einzuordnen ist (BÜDEL und KUBIENA, 1955). Ihre weite Verbreitung ist durch ihr völlig analoges Auftreten im Hochgebirge von Sinai gesichert (BÜDEL, 1956), sie entspricht wahrscheinlich der von französischen Archäologen und Paläontologen an zahlreichen Stellen der großen Wüste nachgewiesenen „Sahara der Tschads“. Ganz schwach — nur mit biogeographischen Sekundärspuren, aber ohne einen zugehörigen Formenschatz mit Fossilböden — ist danach noch eine holozäne Feuchtzeit im Hoggar angedeutet, der auch die reiche (sudanische) Jagdtierwelt der älteren (neolithischen) Felsbilder angehört (BÜDEL 1952, 1955, SCHWARZBACH 1953).

e) Südsaum der Sahara (Senegal, Tschadseegebiet)

Eine Bestätigung der im Hoggar und in Südlibyen aus morphologischen und bodenkundlichen Spuren abgeleiteten Pluvialzeitfolge liegt darin, daß am Südsaum der Sahara (etwa zwischen 14 und 20° NBr.), im Grenzgebiet zum heutigen, tropisch-wechselfeuchten („monsunalen“) Sudan-Klima praktisch dieselbe Feuchtzeitfolge auftritt. Nur sind hier die abweichenden Akzente gegenüber dem Nordsaum noch stärker. Die

„Alte Tropenerde“ wird etwa auf der kapverdischen Halbinsel und im Westen der senegambischen Platte durch die mächtige basale Eisenkruste des heutigen Bodenprofils repräsentiert, wie sie z. B. in der Umgebung von Dakar in zahlreichen Aufschlüssen als Werkstein ausgebeutet wird. Am meerwärtigen Abbruch der senegambischen Platte bildet diese Kruste die harte Bank, an die sich die 50 m hohe Schichtstufe dieses Abfalles knüpft (BÜDEL, 1952). Selbst wenn man für die Abtragung eines so hohen Stufenrandes die kürzestmögliche Zeitspanne ansetzt, so reicht die Bildung dieser Kruste doch sicher vor das Pleistozän zurück. Es ist eine sehr alte, heute völlig lateritisierte und verkrustete Rotlehmdecke. Auf sie folgte — vermutlich im Alt- und Mittelpleistozän — eine längere Trockenperiode, über deren Spuren sich die „jüngere Rotlehmdecke“ mit geringerer Mächtigkeit und nur teilweiser brecciöser Verfestigung legt. In ihren obersten 10-12 cm und an ihrer Oberfläche finden sich zahlreiche Werkzeuge des oberen Moustérien (MAUNY, 1949). Die Feuchtzeit, in der diese Rotlehme gebildet wurden, umfaßt daher die frühe Würmkaltzeit, mag aber darüber hinaus noch bis ins Eem oder selbst ins Riß zurückreichen, ohne daß dabei eine genauere Parallelisierung mit der ektropischen Warm-Kaltzeitfolge möglich wäre. Im ganzen gibt es also auch hier nur eine ausgeprägte jung-pleistozäne Feuchtzeit (entsprechend der „Sahara der Tschads“).

Über diesen jüngeren Rotlehm Senegambiens lagert nun ein aus dem Frühholozän stammender fossiler Dünengürtel. Sein Alter wird dadurch erwiesen, daß sich auf seiner rubifizierten Oberfläche zahlreiche neolithische Reste finden. Ein weiteres Zeichen seiner Jugend sind die geschlossenen Hohlformen, die dieser ausgedehnte Dünenzug auch unter seinem heutigen Savannenkleid überall zeigt. Es ist endlich derselbe subfossile Dünengürtel, der den Tschadsee abdämmt, und da dieser trotz seines Endseecharakters Süßwasser führt, kann seine Entstehung — und damit die des stauenden Dünendamms — erst wenige Jahrtausende zurückliegen. Das Delta des von SO kommenden Schari drängt diesen „wandernden“ Endsee immer weiter nordwärts in das Dünengebiet hinein, wo seine Küstenregion in einem den Dünenrücken entsprechenden Netz von Inseln und Halbinseln vielfältig aufgegliedert ist. fast ohne Andeutungen für die Bildung einer Ausgleichsküste. Auch dies zeigt, daß der Tschadsee ein sehr junges Gebilde ist (BÜDEL, 1952).

Wir haben damit schon die Ausdehnung dieses Dünengürtels angedeutet, der sich in 300 km Breite vom Senegal bis ins Tschadseegebiet — wenn auch mit Unterbrechungen — über rd. 4 000 km hin, davon unmittelbar bei und westlich des Tschadsees allein über volle 650 km Länge zusammenhängend west-östlich verfolgen läßt. Dieses fossile Dünenband zeigt, daß am ganzen Sahara-S-Saum in der ersten Hälfte des Holozän (insbesondere in der postglazialen Wärmezeit bis in die Anfänge des Neolithikums) ein noch wesentlich trockeneres Klima herrschte als heute. Die darauffolgende Zeit des Neolithikums, dessen Spuren wir auf diesen Dünen finden, bedeutet jedoch hier nicht ein kurzes, wenig ausgeprägtes Feuchtintervall („Subpluvial“) wie im Hoggar-Gebirge und in Ägypten, sondern den Umschwung zu einer ausgeprägten, das ganze Jungholozän bis heute umfassenden Feuchtpphase! Denn in der Gegenwart wird dieser ganze Gürtel von einer dichten Dornsavanne mit Affenbrotbäumen und hochwüchsigen Akazienarten beherrscht. Diese Savanne schob sich seit dem Neolithikum bis zu 300 km weit über diesen fossilen Dünensaum gegen das Innere der Wüste vor; die regelmäßigen 3-4monatlichen Regenzeiten dieser Zone ermöglichen überall Rindernomadismus und stellenweise sogar schon Regenfeldbau. Tropische Rotlehme treten heute 300-400 km weiter südlich (bei 6-7monatiger Regenzeit) auf. In der Gegenwart erreicht daher der Humiditätsgrad dieser jungholozänen Feuchtzeit etwa die halbe Höhe der jungpleistozänen Pluvialzeit. Daß sie zeitweilig noch etwas feuchter war als heute, machen die historischen und prähistorischen Spiegelschwankungen des Tschadsees wahrscheinlich: sie rückte dann größenordnungsmäßig wohl noch näher an das jungpleistozäne Pluvial heran (durch die Dicke des schwarzen Balkens in Abb. 1 rechts unten angedeutet).

IV) Bedeutung des saharischen Klimaganges für die allgemeine Klimageschichte

a) Sonderstellung des Pleistozän im ganzen, der Würmzeit im besonderen

Nach den betrachteten Spuren stellt die Klimageschichte der Sahara im Pliozän und Quartär in der Tat im wesentlichen eine Folge von Feucht- und Trockenzeiten dar, nur am Nordsaum sind diese mit thermisch verschiedenen Perioden gekoppelt. Beim Gesamtüberblick über alle vier Zonen ergibt sich vielerlei:

1) Insgesamt tritt das Pleistozän in allen Zonen der Sahara als eine *hygrisch andersartige Periode* zwischen dem vorangehenden Pliozän und dem nachfolgenden Holozän auf. Aber diese Andersartigkeit gegenüber dem vor- und nachher kehrt sich vom N zum S um. Am N-Saum der Wüste (und z. T. noch in der nördlichen Zentralzone) ist das Pleistozän durch das Auftreten mehrerer rhythmischer Feuchtzeiten zwischen fast reinen Trockenperioden im Pliozän und Holozän gekennzeichnet. Am S-Saum (und z. T. schon in der südlichen Zentralzone) liegt dagegen das Pleistozän im ganzen als trockenere Periode zwischen ausgeprägten Feuchtzeiten davor und danach.

2) Eine Betrachtung der saharischen Pluviale im einzelnen zeigt folgendes Bild: am N-Saum sehen wir für das ganze Pleistozän — vom Prägünz bis zum Würm — eine Parallelität zwischen den dortigen Feuchtzeiten und den mitteleuropäischen Kaltzeiten; diese waren dabei offensichtlich der dynamische Motor. Mit jeder Zone, die wir weiter südwärts vorrücken, setzt diese Parallelität rd. um eine „Eiszeit“ später ein, bis wir endlich am Sahara-S-Saum nur noch die Spuren einer Pluvialzeit finden, die ins Jungpleistozän fällt. Damit lockert sich die am N-Saum noch recht klare Kausalbeziehung zu den außertropischen Kaltzeiten in doppeltem Sinne. Einmal finden wir hier für die vier älteren Kaltzeiten (2 Prägünz, Günz, Mindel) kein Pluvialäquivalent mehr vor. Zum zweiten ist auch das einzige, noch durch deutliche Spuren vertretene Pleistozänpluvial nicht mehr deckend mit einer bestimmten außertropischen Kaltzeit synchronisierbar: ihr Ende fällt mitten in die Würmzeit, während ihr Beginn unbestimmt ist: er kann ins Eem, ja bis ins Riß zurückreichen.

3) Daraus ergibt sich, daß die jüngere Anschauung A. PENCKs: die Sahara sei während der Kaltzeiten im ganzen feuchter gewesen und durch gleichzeitiges Vordringen ihrer Feuchtgrenzen von drei Seiten her: vom mediterranen N-Saum, vom äquatorialen S-Saum und von der Höhen-Feuchtgrenze in den Gebirgen her (letzteres parallel mit der Schneegrenzdepression) eingeengt worden, nur für die Würmkaltzeit nachgewiesen werden konnte (auch für diese nur mit der genannten Einschränkung). Dies ergaben schon unsere früheren Arbeiten aus Europa und Afrika. In den schematischen Darstellungen über die eiszeitliche Verschiebung der Klimagürtel aus jener Zeit (BÜDEL, 1949, 1952), die dann in mehrere Gesamtdarstellungen des Eiszeitalters eingingen (so HACK, 1953; WOLDSTEDT, 1954; FLINT, 1957; WAGNER, 1960; SCHWARZBACH, 1961), habe ich daher dies Ergebnis stets bewußt auf die Würmkaltzeit beschränkt. Es gilt nach unserer Kenntnis (s. o.) schon für die Rißeiszeit nur noch in sehr eingeschränktem Maß, und je weiter wir von da zur Mindel-, Günz- und Prägünzzeit zurückgehen, desto eindeutiger war ein Vordringen der randlichen Feuchtgürtel gegen die Wüste nur noch am N-Saum, aber nicht mehr im S zu beobachten: hier fehlen weitgehend gleichzeitige Pluvialzeitspuren.

Ich war vor 12 Jahren von der Realität dieses — negativen — Ergebnisses für die älteren Kaltzeiten noch nicht überzeugt. Das Nichtauffinden älterer Pluvialzeitspuren in südlichen Sahara könnte ja u. U. in der dortigen geringeren Dichte des Beobachtungsnetzes oder — bei immer weiterem Fortschreiten in die Vergangenheit — in der immer schlechteren Erhaltung solcher Spuren begründet liegen.

Gegen das erste Bedenken spricht, daß sich trotz vieler neuer Arbeiten zu diesem Thema das in Abb. 1 gebotene Gesamtbild seither in Bezug auf die Nichtexistenz älter-

pleistozäner Pluvialzeiten am Sahara-S-Saum nicht verschoben hat. Dagegen wurden sämtliche Pluvialzeiten am N-Saum bestätigt; die Mehrzahl von ihnen konnte mit außertropischen Kaltzeiten synchronisiert werden: das gilt besonders für die Würmkaltzeit.

Gegen den zweiten Einwand sprechen folgende Überlegungen. Die Spuren auch der älteren Kaltzeiten sind am N-Saum der Sahara noch gut erhalten und vielfach gefunden worden. Am S-Rand klafft dagegen noch heute dieselbe Lücke altpleistozäner Feuchtzeitspuren wie vor 12 Jahren. Doch konnten dort die Spuren älterer, nämlich pliozäner Feuchtzeiten in eindeutiger Erhaltung und sehr allgemeiner Verbreitung nachgewiesen werden.

So halte ich unser Gesamtbild in den durch oben 1-3 gekennzeichneten Grundzügen für real. Die Übersicht in Abb. 1 kann heute jedenfalls mit viel weniger Fragezeichen entworfen werden, als es noch vor 12 Jahren möglich gewesen wäre. Sie scheint nach unserem heutigen Kenntnisstand soweit gesichert, daß sich ihre Veröffentlichung und die im folgenden daraus abgeleitete Synthese als Grundlage für weitere Forschungen empfahl.

4) Damit fällt auch auf die Ansicht von BALOUT (=PENCKs ältere Auffassung: nicht Einengung, sondern äquatorwärtige Verschiebung der Passat-Wüstengürtel in jeder Kaltzeit) ein neues Licht. Denn bei aller Gegensätzlichkeit hatten doch PENCK (jüngere Auffassung) wie BALOUT ihre Theorien darauf gegründet, daß der pleistozäne Kalt-Warmzeit-Wechsel in den ektropischen Erdkalotten der erzeugende Motor für den Pluvial-Interpluvial-Wechsel in den randtropischen Passat-Trockengürteln sei. Dies aber trifft jetzt offensichtlich auch für BALOUTS These nicht mehr zu. Denn im ganzen Pleistozän fanden wir am Sahara-S-Saum nur noch die Spuren einer Feuchtzeit, die sich weder mit einem ektropischen Glazial noch einem Interglazial streng synchronisieren ließ, sondern vermutlich über mehrere solche Umbrüche während des Jungpleistozän hinweggreift. Dafür zeigten sich dort ausgedehnte Feuchtzeitspuren im Prä- und Postglazial, die sichtlich unabhängig vom ektropischen Motor des Kalt-Warmzeit-Wechsels waren. Hier liegt eine wichtige Frage, die sich aus dem neuen Bild ergibt. Doch bleibt es BALOUTS Verdienst, zum erstenmal auf den unterschiedlichen Rhythmus pleistozäner Feuchtzeitspuren am N- und S-Saum der Sahara hingewiesen und damit die weitere Forschung angeregt zu haben.

b) „Polare“ und „äquatoriale“ Feuchtzeiten in der Sahara

Die Pluviale am N- und die am S-Saum der Sahara zeigen somit einen dynamisch verschiedenen Ursprung. Derjenige der nordsaharischen liegt im Ektropenbereich: in der mehrfachen kräftigen Abkühlung der gesamten nordhemisphärischen Kalotte vom heutigen Subtropenbereich bis zum Pol während der Kaltzeiten. In den tropischen Hochländern war die gleichzeitige Abkühlung bekanntlich nur etwa halb so groß, in Bodennähe im tropischen Tiefland (besonders, wo dichte Savannen und Urwälder ungestört ausdauernten) noch geringer. Bei größerer Nähe zum ektropischen Aktionszentrum zeigten die Nordsaumpluviale andere Eigenschaften als die südlichen. Es sind kürzere, hygrisch schwächere, aber vor allem deutlich kühlere Feuchtzeiten mit kräftiger Herabdrückung der Schnee- und Solifluktionsschuttlinie und noch weit stärkerer Depression der Strukturbodengrenze. „Die Trockenschuttlzone in der Tiefe geht unmittelbar in die Frostschuttlzone in der Höhe über“ (BÜDEL, 1952, S. 112; dgl. HÖVERMANN, 1954, S. 110 und MECKELEIN, 1959, S. 94)³⁾.

³⁾ Hierbei ist aber — wie angedeutet — scharf zwischen der Untergrenze geschlossener Solifluktion (als Abtragungspänomen am Hang, streng beschränkt auf die Zonen eines besonders feuchten Frostwechselklimas in der Höhe) und der von örtlichen Strukturbodenvorkommen (auf ebenen Flächenstücken, ohne inhärente Abtragungsleistung) zu unterscheiden. Nur die letzteren Bildungen reichen in der Sahara heute (und erst recht in den Kaltzeiten!) so tief herab, daß sie sich mit den (stets rein örtlich beschränkten) Wüsten-Texturbodenformen berühren und verschwischen. Diese, aus Trockenriß- und Salzbildungs-Polygonen bestehenden Wüsten-Texturformen treten bis in Meeresnähe herab auf. Ich fand sie bei Kosseir am Roten Meer, in einem der trockensten Wüstengebiete der Erde, bis 50 m Seehöhe herabreichend. Sie sind nie mit Solifluktionsscheinungen gekoppelt und in den Mittellagen der Wüstengebirge nicht immer eindeutig von den Froststrukturen der höheren Klimastufen zu trennen.

Morphologisch ist die Ausweitung von Gebirgsfuß-Pedimenten für diese Pluviale charakteristisch (MENSCHING, insbes. 1958). Bodenkundlich sind sie im Tiefland bei >400 - 500 mm Niederschlag durch Terra-Rossa-Böden charakterisiert, bei geringeren Niederschlägen treten kalkreiche, z. T. lößartige Steppenböden auf, und in einer etwa zwischen knapp 300 m und knapp 100 mm Niederschlag liegenden Zone bei geeignetem anstehenden Substrat — je nach der Zusammensetzung — Kalk- oder Gipskrusten. In ihren äußersten Wüstenausläufern werden diese Pluviale daher durch Kalkkrusten (z. B. verkrustete Dünen) gekennzeichnet. Nirgends aber ließ ihr Klima Eisen-, Mangan- oder Bauxitkrusten entstehen.

Den meteorologischen Zusammenhang dieser Pluviale mit dem zirkumpolaren Kaltzeitklima hat FLOHN (1953) abgeleitet. Die tiefe Absenkung der Temperatur im Bereich der Polarkalotten und die nur rd. halb so große im gesamten Tropenbereich bedeutete eine erhebliche Verstärkung des Temperaturgegensatzes Tropen-Polargebiete. Vor allem aber waren die letzteren von ihrer heutigen Lage über den Großteil der Mittelbreiten ausgedehnt: im Meridianfeld Mitteleuropas lag die polare Waldgrenze statt bei 69° NBr. (heute) bei 45° . Daneben hatte sich auch die Lage der Polarfront und damit der maximalen Intensität des Wettergeschehens um 15 - 20° äquatorwärts verlagert: von heute 45 - 50° auf etwa 30° . Man darf dem hinzufügen, daß diese äquatorwärts vorgeschobenen Polarfrontgürtel auch gewaltig an Längenausdehnung gewannen (Breitenkreis bei 50° N: $26\,000$ km, bei 30° N: $35\,000$ km am Äquator: $40\,000$ km). D. h.: dem äquatorialen Aktionsgürtel der größten Erwärmung standen jetzt z w e i kaum minder lange Aktionsgürtel von Kaltluftfronten im heutigen Subtropenbereich gegenüber. Die Folge davon war eine Abschwächung der zonalen und eine Verstärkung der Meridionalzirkulation. Vor allem wurde der heutige, ganzjährig durchlaufende subtropische Hochdruckgürtel, an den die Existenz der „Passatwüsten“ geknüpft ist, durch häufige regenbringende Polarluftvorstöße in einzelne „Zellen“ aufgelöst. Die stärksten dieser Vorstöße gelangten öfter als jetzt bis in die inneren Tropen, d. h. es trat noch eine häufige Auflockerung und Durchbrechung der Urpassatdrift durch tropische Zyklonen ein.

Vor allem aber war der N-Saum der Sahara während aller pleistozänen Kaltzeiten auf Grund der offenbar immer wieder in ähnlicher Form sich abspielenden Polarfront-Annäherung spürbar feuchter als heute. Wir nennen diesen Typ daher — in Übereinstimmung mit FLOHN — die „P o l a r e n P l u v i a l e“ der Sahara. Er dürfte im wesentlichen durch Winterregen gekennzeichnet gewesen sein, wie das heutige Mittelmeergebiet. Diese Winterregen durchbrechen den gesamten Wüstengürtel heute regelmäßig nur noch längs des Roten Meeres (bis Massaua) und ostwärts längs des Persischen Golfes bis zu den „Weihnachtsregen“ an der Indusmündung. In der fast „spiegelbildlich“ in ähnlicher Breite wie die Sahara gelegenen inneraustralischen Wüste sind diese Durchbrüche subtropischer Winterregen bis in die Tropenregion heute viel häufiger, ähnlich wie es wohl während der Pluvialzeiten in der Sahara der Fall war.

Dies betrifft bereits die Verhältnisse am Sahara-S-Saum. Hier war der Einfluß der Kaltzeitenklimate doch viel lockerer und nur indirekt wirksam. Im Zuge der Feuchtzeitenfolge der letzten 10 Jahrmillionen ist er nur in zwei unterschiedlichen Wirkungen spürbar (Abb. 1). Einmal bedeutet die pleistozäne Klimawelle als ganzes hier ein großes Trockenintervall zwischen Pliozän und Holozän. Erst im Jungpleistozän kam es hier zu der einzigen Feuchtzeit, die wenigstens teilweise mit einer ektropischen E i n z e l k a l t z e i t: der Würmzeit synchronisiert werden konnte. Während der Würmzeit (und vielleicht zurückgreifend bis in die Eem- oder gar in die Rißzeit) war tatsächlich die Sahara von allen Seiten: von N, von S und dazu von oben, von ihren reicher berechneten Gebirgsinseln her durch vorrückende Feuchtgürtel eingengt.

Zur Entstehung dieses jungpleistozänen Südsaum-Pluvials haben sicher bis in die Tropen reichende Kaltluftvorstöße beigetragen. Aber es bleibt die Frage, warum dann

die älteren Kaltzeiten, die doch von ähnlich großen ektropischen Kreislauf-Anomalien begleitet waren, hier keine entsprechenden Rückwirkungen erzeugten. Es muß hier also noch ein anderer Einfluß dazugekommen sein. Dieser kann nur aus der Äquatorialregion selbst stammen. Alle atmosphärische Energie kommt von der Sonnenstrahlung, und die wirkte sich im äquatorialen Hitze- und Kreislaufgürtel der Erde stets am stärksten aus. Wir haben hier die wichtigste Umsetzungszone dieser Energie in unserer Luft-hülle vor uns und damit einen Gürtel, der in seinen säkularen Schwankungen sicher auch eigenen Gesetzen folgte. Sie interferieren mit Einflüssen, die in Zeiten besonders starker Abkühlung von den Polarkalotten ausgehen. Während des Pleistozän war dies aber hier auffälligerweise nur in der Würmzeit deutlich der Fall. Erst recht wurden vor und nach dem Pleistozän die Schwankungen dieses zentralen Luftgürtels von eigengesetzlichen, in ihm selbst wurzelnden Vorgängen bestimmt. In diesem Sinn nennen wir auch die jungpleistozäne Südsaum-Feuchtzeit ein äquatoriales Pluvial.

Noch mehr verdient die jungholozäne Feuchtzeit diese Bezeichnung. Hier fehlt die Beziehung zum ektropischen Kaltzeit-Warmzeit-Wandel ganz. Der kräftige Einsatz der neolithisch-postneolithischen Feuchtperiode am Sahara-S-Saum fällt nicht mit dem Beginn einer ektropischen Kaltzeit (Erniedrigung der mittleren Jahrestemperatur um rd. 8°), sondern im Gegenteil mit dem Höhepunkt der holozänen Warmzeit (mittlere Jahrestemperatur in Mitteleuropa $\approx 2^\circ$ über heute) und dem beginnenden Absinken zur etwas kühleren Nachwärmezeit (die aber erst nach 1000 v. Chr. beginnt) zusammen. Steuernde Vorgänge aus dem ektropischen Zirkulationsbereich können somit daran nur geringen Anteil haben. Hierzu kommt, daß anscheinend der Einsatz dieser Feuchtzeit im Neolithikum besonders wirkungsvoll war. Denn auch für die zentrale Sahara bezeugen neolithische Felsbilder (mit reicher Jagdtierwelt sudanischen Typs, die mindestens Wüstensavanne mit Galeriewäldern voraussetzt) ein feuchteres Klima als heute. Es war nach BUTZER (1958) als „Subpluvial II“ (rd. 5000-2500 v. Chr.) sogar bis Ägypten wirksam⁴⁾. FLOHN (1963) wies auf die Existenz ähnlicher solcher Vorstöße bis in die jüngste historische Zeit hin. Vor allem aber darf man wohl aus dem kräftigen Einsatz dieser Feuchtzeit im Neolithikum, d. h. mitten in der langen, recht gleichmäßig temperierten postglazialen Wärmezeit der Ektropen (7000-500 v. Chr.) schließen, daß ihr Aktionszentrum nicht im Polarfront-, sondern im Äquatorialgürtel lag.

c) Geologischer und klimatischer Aktualismus

Der ausgeglichene Klimazustand der „Alten Tropenerde“

Der geologische Aktualismus ist sicher real, soweit er sich auf endogene Vorgänge bezieht. Erdbeben, Verwerfungen, Flexuren, Faltungsparoxysmen, die Diagenese und Metamorphose der Gesteine sowie plutonische Ereignisse aller Art spielten sich vermutlich stets in „ähnlicher“ Weise wie „heute“ ab, seit die feste Erdkruste besteht. In unzähligen Spuren sind uns darin die Folgen dieser Vorgänge bis in Vergangenheiten von Jahrmilliarden zurück weithin bekannt und gestatten die Verifizierung dieser These in vielen Einzelheiten.

Richten wir aber den Blick auf die exogenen Vorgänge, so liegen die Dinge völlig anders. Sie gehen ja letzten Endes alle auf Vorgänge in der Atmosphäre zurück. Dabei ist eine strenge begriffliche Scheidung nötig. In Bezug auf die sich hier abspielenden

⁴⁾ FAIRBRIDGE (1962, S. 3) legt dagegen eine entsprechende Feuchtphase für Ägypten in die Zeit von 9500 — 5000 v. Chr., d. h. ins Mesolithikum vor das Neolithikum. Fast den gleichen Zeitraum — 8000—5000 v. Chr. — hält BUTZER (1958, S. 145) in Ägypten für „trockener als heute“ bzw. „dem heutigen Klima ganz ähnlich“ (also auch sehr trocken). Beide Forscher stützen sich dabei auf „exakte“ Radiokarbondatierungen! Vielleicht liegt die Diskrepanz darin, daß von BUTZER lokale Wüstensedimente, von FAIRBRIDGE herkunftsmäßig ortsfremde Nil-Hochflut-Sedimente untersucht wurden. Wir folgen oben deshalb zunächst BUTZER.

meteorologischen Vorgänge ist das Gesetz des Aktualismus sicher gleichfalls weithin gültig. Ektropische Zyklonen und tropische Wirbelstürme, Luftdruck und Windwechsel, die Entstehung von Strahlströmen und jeder Art von Niederschlag erfolgte sicher immer in ähnlicher Weise, seit auf der Erde eine Atmosphäre Festland und Meer bedeckt. Aber jeder dieser Vorgänge ist nur in dem verschwindend kurzen Augenblick seines gegenwärtigen Vollzuges zu erfassen. Von früheren Einzelvorgängen bleibt nicht die geringste Spur zurück, weshalb der Geophysiker ja auch gar kein Interesse an dem — historisch belanglosen — Einzelprozeß, sondern nur an dem Typus eines Taifuns, einer Föhnlage, eines Frontgewitters hat. So ist ein meteorologischer Aktualismus zwar existent, aber mangels erhaltener direkter Spuren früherer Vorgänge vergleichsweise wesenlos. Dagegen sind indirekte summierende Spuren der einstigen Verteilung solcher Vorgangstypen auf der Erde wenn auch nicht gerade reichlich erhalten, so doch von größtem historischen Interesse: eben die Spuren der vorzeitlichen Lage der Klimazonen, um die es sich bei unserer Frage handelt. Auf diese für uns wichtigen Spuren ist aber das Gesetz des Aktualismus (etwa eines „klimatischen Aktualismus“) im Sinn des oben gekennzeichneten geologisch-endogenen kaum anwendbar. Ein Beispiel erläutert das am besten. In Schweden kann man selbst präkambrische Orogenesen in vielen Zügen noch genau verfolgen, ganz zu schweigen etwa von unserer alpinen, die man vom ersten Ansatz in der Unterkreide über ihre verschiedenen Hauptphasen bis zur letzten Mitfaltung der voralpinen Molasse Zug um Zug entschleiern konnte. Ähnliches fehlt in Bezug auf fossile Klimaspuren vollkommen. Wir kennen hier nur einen Typ von Zirkulationsmodell genau: nämlich den von heute im Sinne der engsten Gegenwart! Erst seit etwa 20 Jahren ist ja das aerologische Beobachtungsnetz so dicht, daß wir wirklich von einer Kenntnis des Bewegungszustandes unserer Atmosphäre und damit des Bildungsvorganges der heutigen Klimazonen sprechen können. Nicht ein Zirkulationsmodell eines fossilen Klimas steht uns hier in direkten Spuren zur Verifizierung eines Aktualitätsprinzips zur Verfügung. Dazu kommt noch ein weiteres. Die spärlichen indirekten Spuren älterer Klimate, jeder vorzeitlichen Anordnung der Klimazonen auf der Erde, zeigen aber mit Sicherheit nur eines: daß diese Anordnung niemals derjenigen der Gegenwart entsprach! Das gilt sowohl vom „solaren“ Klima im ganzen wie von den Klimafaktoren terrestrischer Herkunft (Pollage, Land-Meer-Verteilung, Höhe und Streichrichtung der Gebirge. Existenz von Inlandeisdecken u. a.). Gegenüber der Frage, ob dabei die Solarkonstante wirklich immer konstant war, ist für uns wichtiger, daß die Troposphäre in ihrer klimabestimmenden Unterschicht etwa auf dem Höhepunkt der Würmkaltzeit im ganzen 5-6° kälter, dagegen im Alttertiär (wie im Großteil des Mesozoikums) mindestens um den gleichen Betrag wärmer war als heute⁵). Die terrestrischen Einflüsse auf das Klima waren vollends in allen geologischen Zeiten stets ganz andere als in der Gegenwart. Es erscheint uns deshalb nicht angebracht, hier allein von der schmalen Bezugsbasis der Gegenwart aus alle älteren Klimazustände der Erde nur als Abwandlungen des heutigen Zirkulationszustandes deuten zu wollen. Dies macht schon für manche Züge der uns zeitlich so nahestehenden Würmkaltzeit Schwierigkeiten. Etwa vom Klima der kontinentalen Löß-Tundra des Würm-Hochglazials mit ihrem hohen sommerlichen Sonnenstand und der üppigen Jagdtierwelt, die dem Aurignacjäger reiche Nahrung bot, können wir uns trotz vieler Spuren keine genaue Vorstellung mehr machen, weil es heute eben auf der Erde fast nur noch ewig nebelverhangene, hochpolar-ozeanische Tundrenklimate mit niedrigem Sonnenstand gibt. Aber wir können mit einigem Recht von der Gegenwart noch auf die Eem- und Holstein-Warmzeit, vom Würm auf die europäische Riß- und Mindelzeit zurückschließen, da hier die damaligen Vergletscherungen etwa der des Würm entsprachen. Aber schon für die Günzzeit war die Vergletscherung der Alpen und besonders Nordeuropas viel kleiner — ja im letzteren Fall fehlen überhaupt noch Spuren davon — obwohl andere

⁵) Vgl. auch GELLERT (1958) mit einschlägigen weiteren Literaturangaben.

Anzeichen eine ähnliche Abkühlungsgröße für das Günz wie für das Würm vermuten lassen. Kurz: je weiter wir in die Vergangenheit zurückgehen, desto unsicherer und gezwungener wird der Versuch, fossilen Klimazuständen das Schema des heutigen Zirkulationssystems zugrunde zu legen, jene noch als eine Abwandlung von diesem verstehen zu wollen.

Unter solchen Umständen scheint es nützlich, einen anderen methodischen Weg zu versuchen. Er geht davon aus, daß mindestens die Evolution der terrestrischen Einflußfaktoren auf das Klima umgekehrt, d. h. von der Vergangenheit auf die Gegenwart zuschritt. Zweitens von der Erkenntnis, daß die letzte Jahrmillion des Quartär mit ihren raschen schlagartigen Klimaumbrüchen eine klare Ausnahmesituation, ein „Paroxysmus“ der irdischen Klimaentwicklung war, die vorher seit dem jungpaläozoischen Eiszeitalter über 200 Jahrmillionen lang in sehr viel gleichmäßigeren Bahnen verlief. Es gilt nun, innerhalb dieser Beharrungsperiode einen Ausgangspunkt zu wählen und von diesem aus über die wechselnden, aber mit der Annäherung an das Holozän immer deutlicher konstruierbaren terrestrischen Klimaeinflüsse allmählich bis zu dem gesicherten Fixpunkt des Gegenwartsklimas fortzuschreiten, das man bei diesem Weg ja ständig im Auge hat, ohne durch dies für so alte Zeiten sicher stark irrealer Denkmodell gleich zu Beginn gefesselt zu sein.

Dieser Ausgangspunkt muß eine lange kontinuierliche Klimaphase sein, die noch deutlich vor der quartären Störungsperiode, aber doch nahe genug an der Gegenwart liegt, um genügend Spuren für eine nicht allzu hypothetische erste Rekonstruktion zu bieten. Als solche empfahl sich der lange Zeitraum vom Eozän bis zum Unterpliozän. Durch diese rd. 50 Jahrmillionen bewahrte die ganze Erde bis in hohe Breiten ein gleichmäßig warmes Klima. Wir kommen so zu dem Begriff der „Alten Tropenerde“ (BÜDEL, 1962). Ferner suchten wir schon oben (S. 166) zu zeigen, daß das damalige Temperaturniveau auch weiterhin (bei einigen hygrischen Schwankungen) nur so langsam abnahm, daß bis zum Oberpliozän im südlichen Mitteleuropa (46,5–50° NBr.) noch kein grundsätzlicher Wandel der Bodenbildung und der Abtragungsbedingungen eingetreten war.

Die „Alte Tropenerde“ barg keine Art von Kaltklimaten, geschweige denn vereiste Polarhauben. Die Polargebiete hatten etwa das Klima der heutigen „gemäßigten Zone“ (SCHWARZBACH, 1961, Klima-Karte des Alttertiär, S. 158). Warmklimata etwa vom Typ der heutigen Tropen und Monsunal-Subtropen reichten bis in die höheren Mittelbreiten. Damit war der äquatoriale Wärmegürtel der Erde (heute rd. 48% der Erdoberfläche) auf über 70% ausgeweitet. Eine Reihe von Gründen spricht dafür, daß er dennoch — auch in seinem Kern — nicht wärmer war als heute. Viele geologisch-paläontologische Reste zeigen ferner, daß die räumliche Temperaturabnahme zum Pol hin sich ganz allmählich ohne Sprünge vollzog. Mit dem verringerten Temperaturgegensatz zwischen Pol und Äquator waren die zonalen Druckgegensätze vermindert und damit der Hauptmotor der zonalen Klimagliederung geschwächt. Weitere Umstände verstärken diese Wirkung: das Zurücktreten von Hochgebirgen (die Hebung der Alpen und vieler anderer alpinotyp gebauter Gebirge setzt erst im Plio- und Pleistozän voll ein) und die gleichmäßig hohe Temperatur eines (beim Fehlen von Inlandeisgebieten) hochgespannten, viele Schelfe überflutenden Weltmeeres; selbst kontinentale Binnenbecken waren noch im Mittelpliozän von Flachmeeren oder großen Binnenseen bedeckt.

Das alles bedeutet die Herrschaft eines anderen und zwar vor allem eines deutlich abgeschwächten Zirkulationssystems. Wenn eine der heutigen Polarfront ähnliche Grenzfläche in der damaligen Atmosphäre überhaupt schon existierte, so lag sie nahe am Pol auf kurzen Breitenkreisen und entbehrte des Rückhaltes einer großen Kaltluftthaube. Auch Westwindgürtel müssen, wenn sie existierten, in ähnlicher Polnähe gelegen haben (FLOHN, 1963). Spuren davon kennen wir nicht. Vor allem aber fehlen solche von ausgeprägten subtropischen Hochdruckgürteln aus jener Zeit. Die oben angeführten Beispiele aus dem Burdigal, dem Torton und dem Pont Mitteleuropas deuten

darauf hin, daß gleichmäßige — vermutlich schwache — passatartige Ostwinde die Erde vom Äquator bis weit in die Mittelbreiten hinein beherrschten, was auch zum thermischen Bild der polwärts weit ausgedehnten „Alten Tropenerde“ paßt. Tropische Wüstengebiete gab es wohl, aber sie waren weniger an zonal-stabile Hochdruckgürtel als an die Binnenräume und leeseitigen Küsten der Kontinente geknüpft. Darüber hinaus können überall im Bereich dieser großen allgemeinen Ostströmung lokale Trocken- und selbst Wüstengebiete an den Leeseiten und ebenso ausgeprägte Regengebiete an den Luvseiten jedes Gebirges bestanden haben, so wie heute noch in dem gleichförmigen Passatklima des Pazifik selbst kleine Inseln eine stets regenfeuchte Luv- und eine wüstenhaft-trockene Leeseite haben können, soweit auch heute noch dort Polarluftinbrüche mit der Anregung zyklonaler Tätigkeit und der Bildung von Aufgleitfronten im Luftmeer selten sind und auch das äquatoriale („Monsun“-) Westwindband solche Inseln selten erreicht. Die ganze Erde war ja damals noch viel „ozeanischer“ als heute.

War solcherart die Zonalgliederung der „Alten Tropenerde“ wenig ausgeprägt, so fehlten damals erst recht die Motoren zu meridional weit vorstoßenden Druckwellen.

Wie die räumliche so war auch die zeitliche Differenzierung: der Wechsel von Regen- und Trockenzeiten, welche den Großteil der heutigen Tropen so auffällig beherrscht, damals (wenigstens gebiets- und zeitweise) weniger ausgeprägt. Gezielte Untersuchungen in dieser Richtung unternahm RUTTE (1956, 1961, 1963) mit seinen Schülern im Sarmat und Pont der oberdeutschen Süßwassermolasse. Ahornarten, deren nächste Verwandte heute stets einen (thermisch oder hygrisch) rhythmischen Blätterfall zeigen, warfen damals ihre Blätter gleichmäßig durch das ganze Jahr hindurch ab. Ostracoden (Muschelkrebse), deren Jugendstadien heute stets jahresrhythmisch auftreten und die daher auch als besonders gute fossile Jahreszeit-Indikatoren gelten, ließen damals auch in „Rhythmiten, die gerne als jahreszeitlich geschichtet angesehen werden“ keinerlei entsprechende Sortierung erkennen. Das gleiche zeigt dort der Anfall von Cypriniden-Schlundzähnen, die heute ebenfalls eine besonders deutliche Jahreszeiten-Rhythmik zeigen, wobei übrigens unter neun untersuchten Arten acht als vollkommen identisch mit den rezenten erkannt wurden. Auch sonst stimmen viele von RUTTE ermittelte Züge der Umwelt jener Biotope mit dem geschilderten Bild überein: weite Spülfluten rasch wechselnder Flußarme sowie das ganze Jahr hindurch ziemlich einheitliche und dabei relativ höhere Wassertemperaturen. Bemerkenswert ist, daß diese Beobachtungen bereits aus der Ausklungszeit der „Alten Tropenerde“ stammen. Mit Recht betont RUTTE, daß es für die damaligen Klimazustände Süddeutschlands heute auf der ganzen Erde kein Analogon gibt, weder in den Tropen noch in den Subtropen.

Im ganzen war die so sehr verbreitete warme Zone der „Alten Tropenerde“ gegenüber der heutigen schmälere, aber viel reicher differenzierten Tropen- und Subtropenzone von einer ermüdenden räumlichen und zeitlichen Gleichförmigkeit in allen Wetterelementen. Viele Lebensformen blieben daher damals durch lange geologische Perioden unverändert⁶⁾. Am ehesten finden wir heute auf hochozeanischen Inseln vom Äquator bis in hohe Breiten ähnlich ausdruckslose Klimaübergänge.

⁶⁾ Die „Alte Tropenerde“ als eine Zeit relativ gleichmäßiger Faunenentwicklung (insbes. der Säugetiere) liegt nach SCHINDEWOLF (1960) zwischen zwei entscheidenden Umbrüchen auf diesem Gebiet: einem im Eozän und einem an der Plio-Pleistozänwende. Beide aber waren höchst ungleichwertig. Einleitend im Eozän treten allein unter den Unpaarhufern (Pferde- und Tapirstämmen) in kurzer Zeit 12 neue Ordnungen mit bisher völlig unbekanntem Bauplänen auf. Acht davon sterben zwar alsbald (noch mit dem Eozän) wieder aus, aber 4 hielten sich mit geringen Abwandlungen bis zur Schwelle des Quartärs. Erst dann setzen viele neue Formen plötzlich ein, aber nur vom Rang von Gattungen und Arten, also nur Anpassungs-Abwandlungen, nicht die Neubildung von Ordnungen mit völlig anderen Bauplänen. Bemerkenswert ist, daß SCHINDEWOLF diese Ergebnisse auf Grund gleichartiger Beobachtungen auf der ganzen Erde gewann.

a) Die Zonal-Differenzierung des Zirkulationssystems im Pliozän

Wie Abb. 1 zeigt, war das Pliozän am Sahara-N-Saum trocken, am S-Saum durchwegs feucht. Die (doppelte) Klimawende des Villafranca bringt hier wie dort eine Wandlung. Im Norden beginnt die Serie der im wesentlichen kaltzeitgebundenen polaren Pluviale. Im S beginnt eine längere Trockenzeit, die erst im Jungpleistozän wieder von einer deutlichen Feuchtzeit äquatorialen Charakters abgelöst wird. Von ihrem Typus weicht die Genese der Südsahara-Feuchtzeit des Pliozän noch etwas ab.

Im Lauf des Pliozän wich der N-Saum des von der „Alten Tropenerde“ überkommenen Warmklimagürtels auf der N-Halbkugel von rd. 60° auf etwa $45-50^\circ$ zurück. Ähnliches geschah vermutlich auf der Südhalbkugel. Diese Verschmälerung des irdischen Wärmegürtels wurde anscheinend von einem inneren Strukturwandel, einer Differenzierung in schärfer geprägte Zonen begleitet. Man kann sich das etwa wie folgt vorstellen. Im gleichen Maß, wie der Rand der Tropenzone zurückwich, läßt sich die stetig weiterschreitende Abkühlung der Polarkalotten verfolgen. Gleichzeitig dehnten sich ihre Areale aus, rückten die an ihren Rändern sich verstärkenden „Polarfronten“ näher an den Äquator heran. Beide Umstände verstärkten das planetarische Temperaturgefälle und damit die zonalen Druckunterschiede. Im Unterpliozän bildete sich zunächst am Sahara-N-Saum ein Trockengürtel. Vielleicht kann man in ihm den Beginn eines durchlaufenden subtropischen Hochdruckgürtels erblicken, der sich im Laufe des Mittel- und Oberpliozän südwärts ausdehnte und zur Zeit der Plio-Pleistozänwende etwa schon die heutige Breitenlage zwischen 18° und 33° NBr. erreicht hatte. Aber polwärts von ihm schloß sich im obersten Asti und frühen Villafranca noch nicht — wie heute — ein von winterlichen Polarluftvorstößen beherrschtes Mittelmeerklima und dann unser gemäßigtes Sommerregen-Westwindklima an. Vielmehr war auch das Klima Mitteleuropas im Villafranca noch subtropisch-warm, wobei wohl trockenere Steppen- und feuchtere Waldklimata aufeinanderfolgten, aber noch wenig von Polarlufterinbrüchen und kalten Wintern zu spüren war⁷). Mechanische Verwitterung, stärkere Schotterführung und Talbildung der Flüsse zeigten erst schwache Ansätze (s. o.).

Im ganzen scheint es, daß sich solcherart im älteren Villafranca in erster Linie noch die stärkere zonale Klimagliederung fortsetzt, die sich schon im Pliozän angebahnt hatte. Mit dem entstehenden subtropischen Hochdruckgürtel war dabei, von N her beginnend, die Sahara als geschlossene Wüste entstanden⁸). Möglicherweise gewann erst gleichzeitig damit der verschmälerte Feuchtgürtel der inneren Tropen mit dem strengeren Jahreszeitwechsel von Ost- und Westwinden, von Regen- und Trockenzeiten die typischen Charakterzüge der heutigen Tropenzone.

e) Das Aufkommen meridionaler Zirkulationsgruppen und die Asymmetrie der Sahara-Pluvialfolge im Pleistozän

Zwischen den beiden Klimastürzen: dem ersten an der Wende Asti-Villafranca und dem zweiten an der Schwelle der ersten ältest-pleistozänen Kaltzeit (etwa: letzter Abschnitt des Villafranca) mag eine Zeitspanne von 2-3 Jahrhunderttausenden liegen. Es ist dabei wichtig, festzuhalten, daß etwa in Mitteleuropa nicht schon am Anfang, sondern

⁷) Die Existenz ausgeprägter Trockenklimata im Villafranca Mitteleuropas (bei weiterer Meeresverbreitung als heute!) ist mit der Herrschaft von Westwinden ebenso schwer vereinbar wie die der älteren Trockenzeiten aus dem Helvet (RUTTE, 1963) und Sarmat (WINKLER, 1957).

⁸) Dies schließt nicht aus, daß Teilräume der Sahara auch schon früher gelegentlich „warmes Trockenklima“, wenn auch nicht gerade so extremes Wüstenklima wie heute zeigten (SCHWARZBACH, 1953). Auf großen, geschlossenen Festländern mit tropischem Ostwindklima konnte das zeit- und strichweise Auftreten von Binnen- und Leeseiten-Trockenklima (s. o.) z. B. schon eine Folge der im Tertiär ja vielfach wechselnden Meerestransgressionen sein. Selbst in Mitteleuropa traten ja zur Zeit der „Alten Tropenerde“ gelegentlich Trockenphasen auf (s. Anm. 7).

erst am Ende dieses Abschnittes (jüngeres Villafranca) das ungefähre Temperaturniveau der späteren Interglazialzeiten und des Holozän erreicht bzw. nach unten durchschritten wird. Aber nur die solaren Klimabedingungen von damals waren den heutigen schon ähnlich. Die terrestrischen Faktoren waren noch völlig andere. Auch der Klimasturz zur ersten Kaltzeit selbst vollzog sich noch unter anderen Bedingungen. Aus den Prägünz-Kaltzeiten kennen wir noch keine sicheren Vergletscherungsspuren, und auch die Günzzeit stand hierin vielerorts gegen die späteren Eiszeiten zurück. Das Vorhandensein großer Vereisungen ist aber ein wesentlicher selbstverstärkender Faktor klimatischer Eiszeitwirkungen.

Solcherart an Stärke zunehmend erfolgte in den Kaltzeiten ein neuerlicher Umbau der atmosphärischen Zirkulation. Die nordhemisphärische Polarfront, im Villafranca noch jenseits von 60° NBr., heute bei etwa $45-50^\circ$ NBr. gelegen, rückte bis fast 30° NBr. vor und erreichte damit auch an (begradigter) Längenausdehnung fast schon den Umfang eines Großkreises. Dementsprechend vergrößerte sich das jetzt erst tief abgekühlte Kaltluftreservoir der Polarkalotten: auch die untere Troposphäre der Erde bestand jetzt im Nordwinter zu annähernd 30% aus Luftmassen um bis tief unter den Gefrierpunkt. Ähnliches war seit mindestens 200 Jahrmillionen, vielleicht aber überhaupt noch nie auf der Erde der Fall gewesen.

Die Wirkung auf die Zirkulation dürfte dreifach gewesen sein. Durch das weitere Vordringen beider Polarfronten wurden einmal die Warmklimazonen weiter in Äquatornähe zusammengedrängt, Temperatur- und Druckgegensätze und damit auch die mittleren Windgeschwindigkeiten verstärkt: die subtropischen Hochdruckgürtel und die äquatoriale Tiefdruckrinne somit trotz ihrer Verschmälerung im ganzen wohl noch ausgeprägter. Aber dieser Effekt wurde durch einen zweiten überlagert. Aus dem stark vergrößerten Kaltluftreservoir, besonders der landreichen Nordhalbkugel, stießen bei verstärktem Druckgefälle auch häufigere und kräftigere Kaltluftzungen weit äquatorwärts vor. Die Polarfront bot so ständig ein stark gebuchtes Bild. Ihre Ausläufer zerteilten den subtropischen Hochdruckgürtel häufig — besonders im N-Winter — in einzelne Zellen. Häufiger als heute gelangten solche Kaltluftvorstöße als zyklonale Regenbringer selbst in die inneren Tropen. Mit der weiteren Verstärkung der zonalen Druckgegensätze ging also eine Auflösung der Warmklimazonen durch die von FLOHN (1952, 1963) und anderen dargestellte Verstärkung der Meridionalzirkulation während der Kaltzeiten parallel.

Wir kommen abschließend zur Frage der auffälligen Asymmetrie der saharischen Pluvialzeitfolge am N- und am S-Saum. Erst spät, im Jungpleistozän kommt es zu dem Bilde, das die Grundlage der über die ganze Erde gespannten Klimarekonstruktion der Würmzeit durch FLOHN und andere bot. Es müssen sich also bestimmte Züge des aus der Würmzeit vertrauten Bildes des „Eiszeitklimas“ erst allmählich während des Pleistozän entwickelt und schließlich kumuliert haben. Welche Faktoren waren dies? Sicher vor allem terrestrische. Es kommt, so weit wir sehen, eine Vierheit solcher Faktoren mit engen wechselseitigen Beziehungen in Betracht.

1) Fortschreitende Gebirgshebungen im Quartär

Ozeanflächen fördern zonale, dagegen Festland, besonders nordsüdlich ziehende Hochgebirge meridionale Zirkulationstypen. Diese Unterschiede konnten aber wohl erst dann voll wirksam werden, seit die Entwicklung der planetarischen Zirkulation bis zum Auftreten meridionaler Zirkulationstypen vorgeschritten war, d. h. mit dem Einsatz der quartären Kaltzeiten. Ein solcher Typus konnte sich von vornherein auf der landreicheren Nordhalbkugel besser entfalten. Diese Wirkung steigerte sich im Lauf des Quartär. Es spricht vieles dafür, daß im Ältestpleistozän, ja z. T. noch im Günzglazial,

manche Gebirge erst weniger emporgehoben, also noch niedriger waren als heute. Doch war dieser — vielfach vermutete, aber im einzelnen schwer nachweisbare — Faktor sicher der unwichtigste der genannten Vierheit.

2) Der Gang der Inlandeisbildung auf der Nordhalbkugel

Ob es an der noch mangelnden Hebung vieler Gebirge oder an klimatischen Ursachen (z. B. einer noch geringeren Depression der Schneegrenze) lag: jedenfalls waren die Präglazial-Kaltzeiten auf der Nordhalbkugel noch nicht von größeren Inlandeisbildungen begleitet. In der Glazialzeit aber bestand mit demjenigen Nordamerikas schon ein Großteil der nordhemisphärischen Inlandeisschilde späterer Kaltzeiten⁹⁾. Besonders ein früher Aufbau des weit in den warmen Nordatlantik hineinragenden hohen grönländischen Eisschildes muß — wie heute — südwärtige Polarluftvorstöße an der Westseite der alten Welt stark gefördert haben. Als dann — spätestens in der Mindel-(Elster-) -Zeit — erstmals der Kaltzeit-Aufbau des nordeuropäischen Inlandeises vollendet war, d. h. ein von Franz-Josef-Land bis Südirland 4000 km langes, bis 1700 km breites und 3000 m hohes Plateaugebirge aus Eis, das keine Tieflandlücken kannte, sich vom Polargebiet bis zum 52. Breitengrad herab vor die Westküste Europas legte, wurden hier Westwinddrift und subtropische Hochdruckgürtel während der Kaltzeiten in einem sonst auf der ganzen Erde kaum wieder erreichten Maß durch meridionale Kaltluftvorstöße aufgelöst.

3) Die schrittweise Absenkung der interglazial-eustatischen Ozeanstände

Diese bei annähernd gleichgroßer Abkühlung doch von einer Kaltzeit zur anderen zunehmende Meridionalzirkulation auf der Nordhalbkugel wird noch durch einen dritten Umstand gefördert. Es ist die im Laufe des Quartär schrittweise fortschreitende eustatische Absenkung des Ozeanspiegels, die in dem allmählich immer größeren Anwachsen der kaltzeitlichen Inlandeisschilde begründet liegt. Schelfmeere, die in der Würmzeit trocken lagen oder sogar (Barentseseeschelf!) hohe Inlandeisschilde trugen, waren während der ersten Kaltzeiten noch Meeresflächen und begünstigten die Zonalzirkulation. Außerdem war bei geringerer Ausdehnung der kalten Polarkalotten das hochgespannte Weltmeer des älteren Pleistozän auch als ganzes wärmer, sowohl in Bezug auf das kalte ozeanische Tiefenwasser als auch auf oberflächliche kalte Strömungen, die ja heute etwa in Gestalt der Fortsetzung des Humboldt- und Benguela-Stromes noch in die Südäquatorialströmung des Pazifischen und Atlantischen Ozeans eingehen¹⁰⁾.

Indessen sind dies alles schon Folgen des allmählichen Aufbaus der antarktischen Polarluftkalotte. Ihr folgte der Aufbau des Inlandeises nach (wobei es den Aufbau jener Kaltluftthaube selbstverstärkend konsolidierte). Von der Peripherie der Kaltluftthaube stammt die überwältigende Menge des kalten Tiefenwassers aller drei Ozeane. Ein Schmel-

⁹⁾ Bei der doppelten Nachbarschaft des stark abgekühlten innerpolaren Gebietes (Nordamerika - Polarmeere - Sibirien) und des für reiche (Schnee-) Niederschlagszufuhr in diesem Gebiet sorgenden Golfstrombereiches ist die Annahme nicht unberechtigt, daß die erste Vergletscherung Grönlands vor der des übrigen nordamerikanischen Kontinents einsetzte. Zweifelhafter ist dies für den Bereich des Barentseseeschelfes. Dieser war nach den Ergebnissen der „Staufeland“-Expedition im Tertiär weithin Festland und wurde erst im (Präglazial und) Quartär infolge tektonischer Senkungen überflutet (WIRTHMANN, 1962). Wann dann diese Absenkung mit der im Laufe des Quartär sich vollziehenden eustatischen Ozeansenkung so weit zusammenklang, daß dort im Frühglazial einer Kaltzeit ein hinreichend breiter Sockel landfest wurde, der zur Anlage eines Inlandeises dienen konnte, ist noch ungewiß. Sicher konnte dagegen festgestellt werden, daß der Barentseseeschelf in der Würmkaltzeit auf seiner nördlichen (Spitzbergen-Franz-Josef-Land) und östlichen (Nowaja-Semlja) Randschwelle ein Inlandeis im Umfang von rd. 800 000 km² trug (BÜDEL, 1962). Nimmt man seine mittlere Mächtigkeit zu 500 m an, so ergibt das 400 000 km³ Eis und 360 000 km³ Wasser. Dies entspricht einem Ozeananstieg von 1 m.

¹⁰⁾ Nach FLOHN (1963) wurde ein im ganzen nur um 5° wärmerer Ozean allein infolge der Dichteänderung des Meerwassers um 2,66 m ansteigen. Im ganzen Ozean die Tiefentemperaturen des Mittelmeeres vorausgesetzt, würde allein dadurch ein Ozeananstieg von rd. 5 m erzeugt werden.

zen des Inlandeises hingegen ließe den Ozeanspiegel heute um 66 m ansteigen (HOINKES, 1961, FLOHN, 1963), wobei die Ausdehnung der Meeresfläche durch Überflutungen von Tiefländern schon mitgerechnet ist. Zusammen mit der höheren Temperatur des Ozeans in der Zeit würde dies einen gegenüber heute um rd. 70 m höher gespannten Ozean vor dem Aufbau des antarktischen Inlandeises bedeuten. Setzen wir voraus, daß im Ältestpleistozän vor dem Anbruch der ersten Kaltzeit auch die übrigen auf der Erde heute vorhandenen Gletscher und Inlandeise (vor allem Grönland) noch nicht existierten, so entspräche das einem weiteren Ozeananstieg von 7—8 m. Bei Berücksichtigung einiger Nebenumstände läuft das alles auf ein gegenüber heute ziemlich genau um 75 m höheren Ozeanstand für die Zeit vor dem Aufbau der irdischen Vereisungsgebiete hinaus. Die Frage ist nun: wann wurde die Hauptursache des seitherigen eustatischen Ozeanrückzuges: das antarktische Inlandeis aufgebaut?

4) Der verzögerte Aufbau des antarktischen Inlandeises

Es ist merkwürdig, wie spät die — längst bekannte — Tatsache der schrittweisen eustatischen Absenkung des Weltmeeres im Verlauf des Pleistozän mit dem \pm gleichzeitigen Aufbau der Inlandeisegebiete, insbesondere des antarktischen verbunden wurde (vgl. BÜDEL, 1960, S. 43). Die alten höheren Spiegelstände wurden vor allem an den Küsten des Mittelmeeres, des Roten Meeres und sonstiger Punkte Südasiens sowie an der Atlantikküste Westeuropas und Nordafrikas festgestellt, d. h. also mindestens teilweise in Räumen mit deutlichen Küstenhebungen in der jüngeren geologischen Vergangenheit. Wir schieden aus diesem Grunde auch die älteste kalabrische Stufe (= Villafranca) aus dieser Betrachtung aus. Sie liegt häufig rd. 180 m über dem Meer, ist aber vielfach in Gestalt einwandfrei tektonisch gehobener weiter Altflächen ausgeprägt, die im Hinterland der genannten Küsten ganze Landstriche überziehen. Zu einer auch nur annähernd sicheren Bestimmung des Ozeanstandes im (tieferen) Ältestpleistozän scheinen sie mir ungeeignet; auch SCHWARZBACH (1961) hat sie wohl deshalb den eigentlich pleistozän-eustatischen Meeresterrassen nicht mehr zugerechnet.

Wir beginnen deren Reihe mit den Terrassen des Sizil, die für eine Prägünz-Warmzeit einen rd. 100 m höheren Ozeanstand anzeigen. Durch die Terrassen des Milazz wurden für das Günz-Mindel-Interglazial rd. 60 m Ozeanstand über dem heutigen ermittelt, für das große Mindel-Riß-Interglazial (Tyrrhen I) 28-40 m und für das Riß-Würm-Interglazial (Monastir oder Tyrrhen II) gar nur 18-20 m.

Natürlich fielen diese Hochstände immer in Warmzeiten. Diese stimmten untereinander und auch mit dem thermischen Niveau des Holozän durch das ganze Eiszeitalter weitgehend überein. Trotzdem zeigen die älteren einen immer höheren Stand des Weltmeeres an. Man hat zur Erklärung dieser Tatsache bisher meist tektonische Ursachen, z. B. eine teilweise Absenkung des Tiefseebodens im Verlauf des Pleistozän angenommen. Eine solche Annahme ist mechanisch schwer erklärbar, Beobachtungsgrundlagen gibt es dafür nicht. Hingegen sprechen mehrere erweisbare Umstände deutlich dagegen. Einmal: Die Absenkung des Ozeanspiegels im Lauf des Pleistozän ist eine Tatsache. Das bedeutet auf jeden Fall eine *Entlastung* der Ozeanböden (wenn auch nur um 15-20^{0/00}), jedenfalls aber keine isostatische Belastung¹¹⁾. Wären aber aus anderen — rein tektonischen — Grün-

¹¹⁾ Eine isostatische Belastung fand durch die Inlandeiskuchen auf deren festländischer Unterlage statt: diese wurde dadurch eingedrückt und gleichzeitig ein ringförmiges Randgebiet etwas angehoben. Manchmal war dies auch ein Meeresgebiet. Nun beträgt das spezifische Gewicht des Eises 33% der meisten Sialgesteine. Wegen deren Zähigkeit setzte sich aber nur ein Bruchteil davon als wirklicher Eindrückungsbetrag auf die Unterlage um (im Mittel nach Erfahrungen aus Skandinavien und Nordamerika etwa 15%). Noch geringer war aus demselben Grunde der gleichzeitige Hebungsbetrag des Randwulstes. Solche Wulste ergriffen ihrerseits nur z. T. Meeresböden. Alle diese isostatischen Bewegungen wurden außerdem in der nächstfolgenden Warmzeit durch Rückbewegungen weithin ausgeglichen. So bleibt im Endeffekt die errechenbare Wirkung dieser Eisisostasie auf den Ozeanspiegel eine gegenüber dessen eustatischer Absenkung zu vernachlässigende Größe.

den während des Pleistozän größere Absenkungen in Ozeangebieten erfolgt, so hätten diese wahrscheinlich auch Küstenstriche mit ergriffen. Gerade aber davon läßt die weithin gleich hohe Lage der warmzeitlichen Meeresstrand-Spuren nichts erkennen.

Viel ungezwungener und wahrscheinlicher scheint mir daher die Annahme, für die stufenweise Absenkung der warmzeitlichen Spiegelstände den fortschreitenden Aufbau der großen Gletscher im Laufe des Pleistozän, vor allem den des antarktischen Inlandeises verantwortlich zu machen. Der aus diesem Aufbau für die Ozeansenkung errechnete Betrag von 75 m und der tatsächlich (auf Grund einer Unsumme übereinstimmender Einzelbeobachtungen) beobachtete Betrag von rd. 100 m seit dem Sizil und rd. 60 m seit dem Milazz stimmen größenordnungsmäßig in befriedigender Weise überein. Es muß daher als wahrscheinlich gelten, daß größere Vergletscherungen in den Prägünz-Warmzeiten auf der Erde noch nicht existierten (bzw. von einer Prägünz-Kaltzeit nicht in eine so frühe Warmzeit hinein fort dauerten), vor allem nicht in der Antarktis. Das Günz-glazial brachte die ersten größeren Vergletscherungen, nach den unmittelbaren Spuren (s. o.) vor allem in Nordamerika und Grönland. Der 60-m-Ozeanstand im folgenden Günz-Mindel-Interglazial (Milazz) wäre durch die Annahme einer Perexistenz des Grönlandeises (im heutigen Umfang) sehr weitgehend erklärt (75 m weniger 7-8 m, dazu einige Nebenumstände \approx 65 m); ein bedeutender Inlandeisschild durfte also auch damals in der Antarktis noch nicht bestanden haben, höchstens der Ansatz dazu. Dagegen müßte man für den während des großen Mindel-Riß-Interglazials (Tyrrhen I) von 40 auf 28 m absinkenden Meeresspiegel schon mit einem — möglicherweise gerade in dieser Warmzeit rasch fortschreitenden — etwa halben Aufbau des antarktischen Eises rechnen, der sich dann im Verlauf des Eem-Interglazials (Tyrrhen II oder Monastir) bei bereits den heutigen angenäherten Spiegelständen vollendet hätte.

Die hiergegen möglichen Einwände haben m. E. kein diese Hypothese aufhebendes Gewicht¹²⁾, ganz abgesehen davon, daß dann für die eustatisch-quartäre Meeressenkung zu sehr fernliegenden, unbewiesenen Hilfhypothesen gegriffen werden müßte. Im übrigen steht unsere Theorie des (\pm parallel zur quartären Ozeansenkung) verzögerten Aufbaus des antarktischen Inlandeises zu keinem Ergebnis der modernen Antarktisforschung (vgl. HOINKES, 1961) im Widerspruch. Mehrere dort erzielte Ergebnisse vermögen sie vielmehr zu festigen. Das erste: der Felssockel des antarktischen Inlandeises liegt durchwegs viel tiefer als man bisher annahm, nämlich „in weiten Gebieten des antarktischen Kontinents nahe dem heutigen Meeressniveau, z. T. sogar erheblich tiefer“ (maximal 2 500 m unter dem Meeresspiegel, HOINKES, 1961, S. 359-360). Geht man selbst von den

¹²⁾ Die dicht vor dem Eisrand des Mc-Murdo-Sundes gelegenen „ältesten“ Moränen gleich bis ins Mindel zurückzuverlegen, ist eine rein schematische Parallelisierung nach anderen Vereisungsgebieten, die gerade für die Antarktis wenig überzeugen kann (HOINKES, 1961). Da außerdem der einzige einwandfrei nachgewiesene fossile Hochstand des antarktischen Inlandeises (300—800 m m ä c h t i g e r als heute !) wahrscheinlich aus der Eem-Zeit stammt (s. u.), ist die Erhaltung älterer Moränen schwer vorstellbar.

Wenn die Bodenwassertemperaturen des Pazifischen Ozeans nach FLINT (1957) schon seit der Tertiärmitte (wenn die Altersbestimmungen der Tiefsee-Sedimente zutreffen!) langsam absinken, so liegt darin kein Beweis, daß sich „das Eis am antarktischen Kontinent lange vor dem Quartär, im Miozän (!) oder Pliozän zu bilden begonnen hat“. Denn auch heute stammen die aus den Polarräumen absinkenden kalten ozeanischen Tiefenwässer nicht vom kalten Süßwasser der schmelzenden Gletscher und Eisberge her, das wegen seines geringen Salzgehaltes oben schwimmt, sondern von der frühwinterlichen Abkühlung der Meeresoberfläche außerhalb der Packeisgrenze (und erst recht außerhalb der Schelfeis- und Inlandeiseränder!), wie dies WÜST (1928) für die Antarktis erwies. Für die Arktis spielt sich derselbe Vorgang — ebenfalls weit abseits aller eisbergliefernden Inlandeisgebiete — im Frühwinter auf den Schelfmeeren, besonders vor der Nordküste Asiens ab. — Ernster zu nehmen ist die Hypothese von FAIRBRIDGE (1961) über einen bereits im Prägünz beginnenden langsamen Aufbau des antarktischen Inlandeises, auf die FLOHN (1963) zurückgriff. Die Begründung unserer in diesem Punkt abweichenden Hypothese folgt unten im Text.

ungünstigsten Prämissen aus, d. h. korrigiert man den vollen Betrag der heutigen isostatischen Eindrückung der Felsunterlage (nach HOINKES „einige Hektometer, nach dem oben genannten Erfahrungssatz also rd. 400-500 m) hinzu und vernachlässigt man ferner, daß z. B. das zentrale antarktische Horstgebirge erst durch tektonische Hebungen im Laufe des Quartär seine volle heutige Höhe (2000-3000, max. 4500 m) erreicht haben könnte, so ergibt sich doch für die Zeit des Sizil (Prägünz) bei 100 m höherem Meeresspiegel folgendes Bild. Das Areal des ostantarktischen Festlandes war verringert: es war im ganzen ein bis wenige hundert Meter über den Meeresspiegel aufragendes Plateau, die Westantarktis war vollends zu einem Archipel ähnlich gestalteter kleinerer Inseln aufgelöst, die von der Ostantarktis durch bis 2000 m tiefe Meeresstraßen getrennt waren. Über diesem niedrigen Flachlandsarchipel erhoben sich einige Hochgebirge, die aber bis zur Günzzeit (s. o.) nicht mehr als eine beschränkte Lokalvergletscherung getragen haben dürften. Sie war eine Folge der ersten stärkeren Abkühlung der Südhalbkugel, ihre Ausbildung erfolgte daher — wie in den übrigen Vereisungsgebieten der Erde — in den frühen Kaltzeiten. Selbst wenn man eine starke solche erste Abkühlung annimmt, ist der Schluß auf eine sofortige starke Vergletscherung der Antarktis nicht zwangsläufig (s. FAIRBRIDGE, 1961). Denn dazu gehört eine außerdem gesicherte reiche Schneezufuhr. Zum Vergleich: die Nordpolarländer sind auch heute — wie in der Würmzeit — nur dort von mächtigem Inlandeis bedeckt, wo mit dem Golfstrom stets kräftige, schneeliefernde Zyklonen in die arktische Kaltlufthaube eindringen. Im heutigen Grönland liegen gerade an der dem kanadisch-polaren Kältepol zugewandten Seite weite eisfreie Flächen. Der Großteil des gerade im Bereich dieses Pols gelegenen kanadischen Archipels ist heute ebenso unvergletschert, wie es selbst zur Würmzeit der Großteil des vom Meere abgewandten mittleren und nördlichen Alaska war. Der Bereich des zweiten nordpolaren Kältepol in Ost-sibirien ist heute unvergletschert und war dies auch zur Würmzeit in hohem Grade.

In der Günz-, spätestens aber in der Mindelzeit erreichte (nach dem fortschreitenden Meeresspiegelrückgang zu schließen) das antarktische Eis schon eine Höhe, mit der es Warmzeiten überdauern konnte. Damit war in den Kaltzeiten das Eindringen von Zyklonen in den Kern der verstärkten antarktischen Kaltlufthaube so erschwert, daß das Inlandeis nur noch in den Warmzeiten wuchs. Wir schlossen uns schon früher dieser von vielen älteren Forschern — so R. F. SCOTT und MEINARDUS — vertretenen Theorie an. Trifft sie zu, so muß, wie MORTENSEN (1952) mit Recht betonte, das antarktische Inlandeis auch heute, in der Warmzeit des Holozän, eine positive Bilanz zeigen. Eben dies ist das Ergebnis, zu dem die moderne Antarktisforschung gelangte (HOINKES, 1961, S. 369). Der mittlere Eiszuwachs ist etwas über 2 cm Wasseräquivalent im Jahr. Dabei ist aber die Einnahmen-Seite dieser Bilanz, die Firmakkumulation selbst in der heutigen „Warmzeit“ regional sehr verschieden: in den Randgebieten erreicht sie 50-70 cm im Jahr, um am Südpol selbst auf nur 7-8 cm im Jahr und inmitten der (von Zyklonen am seltensten berührten) zentralen Ostantarktis auf nur 3,5 cm Firn im Jahr zu sinken. Erwähnenswert ist endlich die Tatsache, daß in der postglazialen Wärmezeit vor 6000 Jahren das Inlandeis größer war als heute¹³⁾. Zur Zeit eines älteren, weit bedeutenderen Hochstandes war das Inlandeis im Mittel 300 m mächtiger als heute, was nach HOINKES (1961) einer Massenzunahme von 15-20% entspricht. Unter der Voraussetzung, daß der seitherige Schwund von dieser Höhe alljährlich vom gleichen negativen Bilanzwert begleitet war, wie der heutige Aufbau von dem genannten positiven, erschließt FLOHN (1963) ein eemzeitliches Alter dieses Hochstandes. Ohne diesen plausiblen Wert näher zu diskutieren, wäre er mit unserer oben dargestellten Theorie des verzögerten Wachstums durchaus vereinbar, ja er unterstriche die weiteren Folgerungen.

Die nordpolaren Inlandeisgebiete erreichten weithin im Günz und vollends in der

¹³⁾ Die C¹⁴-Datierungen von getrockneten Algen aus ehemaligen Süßwassertümpeln der zugehörigen Moränen als richtig vorausgesetzt!

Mindelzeit einen ersten, auch im Riß kaum mehr übertroffenen Hochstand mit einer entsprechenden Vergrößerung der nordpolaren Kaltluftkalotte und einer weit südwärts vorgeschobenen Polarfront mit zahlreichen Vorstößen bis in die Äquatorialregion. Ähnliches war damals auf der Südhalbkugel noch nicht der Fall. Der thermische Äquator und der zentrale Aktionsbereich der Tropen war daher im älteren Pleistozän noch nicht so weit auf die N-Seite des Äquators verlagert, wie im jüngeren Pleistozän und in der Gegenwart. Ganz allgemein war die stark verschmälerte Tropenzone während des Pleistozän den Polarfronteinflüssen von beiden Seiten stärker unterworfen, sie war gegenüber der Tertiärzeit ein labileres, leichter verschiebbares Band.

Erst im jüngeren Pleistozän (nach den Meeresständen: von der Mindel-Riß-Warmzeit an) erreicht das antarktische Inlandeis und damit auch die antarktische Kaltluftkalotte allmählich ihren vollen Umfang. War das Inlandeis in den Warmzeiten etwas mächtiger, so war das Kaltluftreservoir sicher in den Kaltzeiten größer. Selbst heute bestehen im (gleichförmig-monatelangen) Südwinter auf der Südhalbkugel volle 25% auch der unteren Troposphäre aus Luftmassen von um bis weit unter den Gefrierpunkt. Dieser Anteil war bei annähernd gleichem Inlandeisumfang unter Kaltzeitverhältnissen noch erheblich größer.

Aber solche Umstände fehlten früheren Kaltzeiten: sie traten erst mit dem vollendeten Aufbau des antarktischen Inlandeises im Jungpleistozän ein. Dies Eis erreichte seine größte Ausdehnung wahrscheinlich in der Eemzeit: war also zu Beginn des Würm größer als jemals seit dem Pleistozän-Beginn. Dadurch wurde (was auf der Nordhalbkugel schon im Alt- und Mittelpleistozän geschehen war) erst in der Würmzeit auch auf der Südhalbkugel die atmosphärische Zirkulation — zonal und meridional — so angeregt, daß alle Klimagürtel: die Ränder der Polarkalotte, die Zone der „braven Westwinde“, das Subtropenhoch und schließlich auch der innertropische Regengürtel stark nordwärts verschoben wurden. Anders ausgedrückt: mit dieser stärksten Abkühlung der Südhalbkugel seit Pleistozänbeginn war auch die stärkste Nordverlagerung des thermischen Äquators auf die Nordhalbkugel verbunden. Das prägte sich im Auftreten eines „äquatorialen“ Pluvials am Sahara-S-Saum aus¹⁴). Mit dem Beginn der Würmzeit wurden zugleich die Polarluftvorstöße aus N kräftiger. Sie erzeugten ein gleichzeitiges „polares“ Pluvial am Sahara-N-Saum. Diese Vorstöße konnten jetzt zugleich den näher gerückten Äquatorialgürtel selbst auch leichter erreichen und dort durch Verstärkung tropischer Zyklone die Niederschlagsneigung steigern. Wir sehen daher im verzögerten Aufbau des antarktischen Inlandeises den Hauptgrund dafür, daß erst in der (ausgehenden Riß-, der Eem- und der) Würmzeit synchrone und zugleich dynamisch verbundene Pluviale am N- und am S-Saum der Sahara auftreten.

Mit dem Ausgang des Würm wurden von beiden Seiten die Polarluftinflüsse geringer. Mit der Wiederverstärkung des Subtropen-Hochdruckgürtel vollzog sich eine erneute Erweiterung des saharischen Trockenraumes. Sollte es sich endlich bestätigen, daß das antarktische Inlandeis in der postglazialen Wärmezeit einen neuen Hochstand erreichte, so wäre es denkbar, daß sein indirekter Einfluß auch am Zustandekommen der jungholozänen Feuchtzeit am Sahara-S-Saum mitbeteiligt war.

¹⁴) Diese Wirkung wurde für die Eem-Zeit wahrscheinlich noch durch ein Phänomen des Nordpolargebietes gefördert. Wie FLOHN (s. u.) mitteilte, war nach arktischen Tiefsee-Bodenproben das Nordpolarmeer im letzten Interglazial von Mer eis frei. Da gleichzeitig die Antarktis (durch Inlandeis) mindestens im heutigen, wahrscheinlich aber einem noch größeren Umfang eisbedeckt war, mußte sich der „thermische und dynamische Gegensatz zwischen Nord- und Südhalbkugel gegenüber heute noch verstärken. Damit verschiebt sich zugleich die innertropischen Konvergenzzone (meteorologischer Äquator) noch mehr als heute auf die Nordhalbkugel“ (FLOHN, 1959, S. 384).

Schriftenverzeichnis

- BAKKER, J. P.: Diskussionsbemerkungen auf dem 31. Deutschen Geographentag, Würzburg 1957.
- BALOUT, L.: Pluviaux interglaciaires et préhistoires saharienne. Trav. Inst. Rech. Sah., VIII, 1952.
- BRUNNACKER, K.: Regionale Bodendifferenzierung in Mitteleuropa während der Würmeiszeit. - Eiszeitalt. u. Gegenw. 7, 1956. - - Die Würmeiszeit in Bayern im Lichte der Lößforschung. - Ber. IV. INQUA-Kongr., 1961.
- BÜDEL, J.: Die räumliche und zeitliche Gliederung des Eiszeitklimas. - Die Naturwissenschaften 36, 1949. - - Bericht über klima-morphologische und Eiszeitforschungen in Niederafrika. - Erdk. VI, 1952. - - Reliefgenerationen und plio-pleistozäner Klimawandel im Hoggar-Gebirge. - Erdk. IX, 1955. - - Sinai, „die Wüste der Gesetzesbildung“. - Abh. Akad. Raumforsch. u. Ld.-Plan., Bremen 28, 1956. - - Grundzüge der klimamorphologischen Entwicklung Frankens. - Wrzbg. Geogr. Arb. 4/5, 1957. - - Die Gliederung der Würm-kaltzeit. - Wrzbg. Geogr. Arb. 8, 1959. - - Morphogenese des Festlandes in Abhängigkeit von den Klimazonen. - Die Naturwissenschaften 48, 1961. - - Eiszeitalter und heutiges Erdbild. - Die Umschau, H. 1, 1962.
- BUTZER, K. W.: Quaternary stratigraphy and climate in the Near East. - Bonner Geogr. Abhandl., 24, 1958. - - Contributions to the pleistocene geology of the Nile Valley. - Erdkunde XIII, 1959.
- BUTZER, K. W. und CUERDA, J.: Coastal stratigraphy of Southern Mallorca and ... the pleistocene chronology of the Mediterranean Sea. - J. Geol. 70, 1962.
- CHUBERT, G.: Essai de corrélation des formations continentales et marines du pléistocène au Maroc. - Note V. Congr. INQUA, 1957.
- FAIRBRIDGE, R. W.: Convergence of evidence on climatic change and ice ages, 1961. - - New radiocarbon dates of Nile sediments. - Nature, 196, No. 4850, 1962.
- FINK, J.: Die Gliederung des Jungpleistozän in Österreich. - Mitt. geol. Ges. Wien, 54, 1962.
- FLINT, R. F.: Glacial and pleistocene Geology. - J. Wiley & Sons, New York 1957. - - Pleistocene climates in low latitudes. Geogr. Review, Jan. 1963.
- FLOHN, H.: Atmosphärische Zirkulation und Paläoklimatologie. - Geol. Rundsch. 40, 1952. - - Zur meteorologischen Interpretation der pleistozänen Klimaschwankungen. - Eiszeit-alt. u. Gegenw., 14, 1963. - - Kontinental-Verschiebungen, Polwanderungen und Vorzeitklima im Lichte paläomagnetischer Meßergebnisse. - Naturwiss. Rundsch. 12, 1959.
- GELLERT, J. F.: Kurze Bemerkungen zur Klimazonierung der Erde und zur planetarischen Zirkulation der Atmosphäre in der jüngeren erdgeschichtlichen Vorzeit, ausgehend vom Tertiär. - Wiss. Ztschr. Päd. Hochschule Potsdam, 3, 1958.
- GLASER, U.: Die Untermiozäne Strandzone am Südsaum der Schwäbischen Alb. - Diss. Univ. Würzburg, 1963.
- GRAUL, H.: Der Verlauf des glazialeustatischen Meeresspiegelanstiegs, berechnet an Hand von C¹⁴-Datierungen. - Wiss. Abh. Dt. Geographentag 33, 1959. - - Eine Revision der pleistozänen Stratigraphie des schwäbischen Alpenvorlandes. - Pet. Mitt. 106, 1962.
- HACK, J. T.: Geologic evidence of late pleistocene climates. - Climatic changes, ed. by Harlow SHAPLEY, Harvard University Press, Cambridge, 1953.
- HÖVERMANN, J.: Über glaziale und „periglaziale“ Erscheinungen in Erithrea und Nordabessinien. Abh. Akad. Raumforsch. u. Ld.-Plan., Bremen, 28, 1954.
- KNETSCH, G.: Beobachtungen in der Lybischen Wüste. Geol. Rundschau 38, 1950. - - Geohydrological Groundwater Investigations in North-African desert regions by means of complex methods. UN-Conference in Appl. of Sc. and Technology for the benefit of the less developed Areas, 1962.
- KÖRBER, H.: Die Entwicklung des Maintals. Wrzbg. Geogr. Arb. 10, 1963.
- KUBIENA, W. L.: Über die Braunlehmrelikte des Atakor (Hoggar-Gebirge, Zentral-Sahara). - Erdkunde IX, 1955. - - Polygenetische Bodenkunde und Aufbaulemente der Tropenböden. - Vortrag Univ. Hamburg am 12. 12. 1962. - - Die Genese lateritischer Profile als bodenkundliches Problem. Vortrag vor der Ges. Dt. Metallhütten-Bergleute, Würzburg, 1963.
- LEFRANC, J. P.: De Zuila aux lacs de la Marzoukia. - Trav. Inst. Rech. Sah. XV, 1, 1957.
- MAUNY, M. R.: Sur la préhistoire de la presqu'île du Cap-Vert. - Etudes Sénégalais. 1. IFAN, Dakar, 1949.
- MENSCHING, H.: Morphologische Studien im Hohen Atlas von Marokko. - Wrzbg. Geogr. Arb. 1, 1953. - - Das Quartär in den Gebirgen Marokkos. - Pet. Mitt. Erg.-H. 256, 1955. - - Geomorphologie der Hohen Rhön und ihres südlichen Vorlandes. Wrzbg. Geogr. Arb. 3/4, 1957. - - Glacis-Fußfläche-Pediment. - Z. Geomorph. 2, 1958. - - Bericht und Gedanken zur Tagung der Kommission für Periglazialforschung in der IGU in Marokko. 19.-31. 10. 1959. - Z. Geomorph. 4, 1960.
- MORTENSEN, H.: Heutiger Firnrückgang und Eiszeitklima. - Erdkunde VI, 1952.

- QUÉZEL, P. ET MARTINEZ, Cl.: Pollenanalytische Untersuchungen in der Sahara. Zitiert nach VAN ZINDEREN-BAKKER, 1962, S. 23 u. 68.
- RUTTE, E.: Die Geologie des Schienerberges (Bodensee) und der Öhninger Fundstätten. N. Jb. Geol. Pal., Abh., 102, 1956. - - Mikrofossilien in Süßwassersedimenten. - Geol. Rundsch. 51 (dort auch weitere Literatur), 1961. - - Freundl. mündliche Zusatzmitteilungen am 20. 3. 1963.
- PFANNENSTIEL, M.: Das Quartär der Levante, Teil II. Akad. d. Wiss. u. Lit. Mainz. - Abh. Math.-Nat. Kl. Nr. 7, 1963.
- SCHINDEWOLF, O. H.: Darwins Abstammungslehre in der Sicht eines Paläontologen. - Universitas 15, 1960.
- SCHWARZBACH, M.: Das Klima der Vorzeit. - 2. Aufl. F. Enke Verlag, Stuttgart 1961. - - Das Alter der Wüste Sahara. - Neues Jb. Geol. Paläont., Mh., 1953.
- SICKENBERG, O.: Freundl. mündliche Mitteilung, 1951.
- WILHELMY, H.: Klimamorphologie der Massengesteine. - G. Westermann Verlag, Braunschweig 1958.
- WINKLER-HERMADEN, A.: Geologisches Kräftespiel und Landformung. - Springer Verlag, Wien 1957.
- WIRTHMANN, A.: Die Landformen der Edge-Insel in SO-Spitzbergen. Habil.-Schrift, Würzburg 1962.
- WRIGHT, H. E. jr.: Late pleistocene soil development, glacial and cultural change in the eastern Mediterranean Region. - Ann. New York Academy Sci., 1961.
- WOLDSTEDT, P.: Das Eiszeitalter. Grundlinien einer Geologie des Quartärs. 3. Aufl. Bd. I, Enke Verlag Stuttgart, 1961.
- WÜST, G.: Der Ursprung der atlantischen Tiefenwässer. - Z. Ges. Erdk. Berlin, Sonderbd. z. 100-Jahr-Feier, 1928.
- VAN ZINDEREN-BAKKER, E. M.: Palynology in Africa, seventh report (1960 and 1961). - Bloemfontein, October 1962. - - Pflanzengeographische Probleme des afrikanischen Quartärs (insbesondere der Berggebiete). Bot.-geograph.-geolog. Kolloquium, Würzburg, 20. 6. 1963.

Manusk. eingeg. 28. 3. 1963.

Anschrift des Verf.: Prof. Dr. J. Büdel, 87 Würzburg, Klinikstraße 3, Geogr. Institut.

Schneegrenze und Klima der Würmeiszeit an der baskischen Küste

(Studien zur eiszeitlichen Vergletscherung in Spanien I)

Von KARL-OTTO KOPP, München

Mit 4 Abbildungen im Text

Herrn Professor Paul SCHMIDT-THOMÉ gewidmet

Zusammenfassung: Aus dem ostkantabrischen Gebirge Nordspaniens werden Vereisungsspuren beschrieben. In der Sierra de Aralar (Provinz Guipuzcoa) reicht die Endmoräne eines 4-5 km langen Würm-Talgletschers bis 825 m hinab. Die klimatische Schneegrenze lag damals 1050 m hoch; heute läge sie theoretisch in 2400 m Höhe. Am Nordostfuß des gleichen Gebirges reicht eine Endmoräne unbekanntes Alters bis 460 m hinunter. Lokale Faktoren: Exposition, sommerliche Trockenheit und ein Vormittagsmaximum im täglichen Bewölkungsgang drückten dort auf einem 1700 m langen „Schneewächtegletscher“ die Schneegrenze auf 650 m Höhe, d. h. 400 m unter die klimatische hinab.

Die eiszeitlichen Monatsmitteltemperaturen San Sebastians betragen etwa $+8^{\circ}$ im Sommer und -5° im Winter. Sie waren gegenüber den heutigen um 11° im Sommer und um $12-13^{\circ}$ im Winter abgesenkt. Die jährliche Niederschlagsmenge kann nach der von A. KLEIN (1953) angegebenen Methode auf ungefähr $\frac{2}{3}$ der heutigen geschätzt werden. Ihre jahreszeitliche Verteilung, und damit auch die des Luftdrucks und der Winde, war von der heutigen nicht sehr verschieden.

Resumen: El autor describe huellas del glaciario cuaternario en la sierra de Aralar (provincia de Guipuzcoa, España). En el valle de Arritzaga (=“Arroyo de Amavirgina“) la morrena frontal de un glaciar würmiense, con cantos netamente estridados, descendiendo hasta 825 metros de altitud. El límite de las nieves perpetuas, hoy teóricamente a 2400 metros de altitud, entonces era situado a 1050 metros de altitud. Al flanco noreste de la sierra hay morrenas hacia 460 metros abajo; el límite de acumulación de hielo había bajado hacia 650 metros, es decir 400 metros bajo su nivel medio en aquella región. Esa discrepancia no tiene que explicarse por una glaciación anterior, sino por sequedad de veranos con mañanas nubosas.

Las temperaturas medias en San Sebastian eran $+8^{\circ}$ en agosto y -5° en febrero, es decir 11° menos que hoy en verano y $12-13^{\circ}$ menos en invierno. Según una calculación indicada por A. KLEIN (1953) la precipitación anual bajaba hacia $\frac{2}{3}$ de la cantidad actual. Su distribución por las estaciones no ha cambiado mucho desde entonces; tampoco lo harán hecho, por lo tanto, la presión atmosférica y los vientos.

Résumé: L'auteur décrit les traits d'une glaciation quaternaire dans la montagne d'Aralar (province de Guipuzcoa, pays basque espagnol). Dans la vallée d'Arritzaga (=“Arroyo de Amavirgina“) la moraine terminale d'un glacier würmien de 4 ou 5 kms. de longueur, avec des blocs nettement striés, descend jusqu'à 825 m. Au flanc nord-est de la même montagne des moraines d'âge inconnu se trouvent jusqu'à 460 m; la limite inférieure de l'accumulation de glace était située à 650 m., soit 400 m. au-dessous de son niveau moyen dans cette région. Cet abaissement extraordinaire ne doit pas être expliqué par une glaciation antérieure, mais par des étés relativement secs à matins nouageux.

Les températures moyennes à Saint-Sébastien étaient $+8^{\circ}$ en août et -5° en février, c'est-à-dire 11° plus basses qu'aujourd'hui en été et $12-13^{\circ}$ plus basses en hiver. D'après une calculación indiquée par A. KLEIN (1953) les précipitations annuelles n'acquièrent que $\frac{2}{3}$ de la quantité d'aujourd'hui. Leur distribution aux saisons n'a pas beaucoup changé désormais, et, par conséquence, la pression atmosphérique et les vents seront été les mêmes comme ils sont à nos jours.

Inhalt

Zusammenfassung; Resumen; Résumé

Vorwort

A. Vereisungsspuren im Kantabrischen Gebirge

1. Allgemeine Angaben über die Sierra de Aralar
2. Barranco de Arritzaga
3. Azcárate
4. Valnera-Gruppe

B. Klimatologische Folgerungen

1. Die Absenkung der Schneegrenze
2. Temperaturen und Niederschläge in San Sebastian
3. Die Rolle sommerlichen Strahlungsklimas

Angeführte Schriften; benutzte Tabellenwerke; Karten.

Vorwort

In den Jahren 1940 ff. hatte P. SCHMIDT-THOMÉ Gelegenheit, zahlreiche neue pleistozäne Gletscherspuren in verschiedenen Teilen Nord-, Nordwest- und Zentralspaniens kennenzulernen und aufzunehmen. Die meisten seiner damaligen Geländeunterlagen gingen durch die Kriegsereignisse verloren und blieben unveröffentlicht. Obgleich inzwischen einige der Moränen durch den Inqua-Kongreß Madrid 1957 bekannt wurden, sind doch die meisten von ihnen unbekannt oder unzureichend untersucht geblieben. Weil sie auch heute noch neue geologische und klimatologische Erkenntnisse für das spanische Quartär versprechen, sollen sie, durch im Herbst 1961 begonnene Neuaufnahmen ergänzt, in dieser und weiteren „Studien zur eiszeitlichen Vergletscherung in Spanien“ vorgelegt werden.

Die im Kapitel A 2 beschriebene Moräne im Innern der Sierra de Aralar wurde 1940 und 1943 von P. SCHMIDT-THOMÉ gefunden und aufgenommen. Aus seinen damaligen Aufzeichnungen, die ich nach Abschluß meines Manuskripts einsah, geht folgendes hervor: Eine Endmoräne (mit Schriffkehle und gekritzten Geschieben) reicht mit einem Gefälle von 10—15‰ 75 m unter das Minenhaus der Kupfermine, also bis fast auf 800 m Höhe herab. Ein auf 2,5 km Länge geschätzter Gletscher erfüllte ein weit über 200 m breites Trogtal, war weit über 100 m mächtig und endete an einer von Unterkreidekalk gebildeten Steilkante. Die Schneegrenze schätzte P. SCHMIDT-THOMÉ auf 1100 m. Unabhängig davon und ohne die Moräne zu erwähnen, machte GOMEZ DE LLARENA (1948) 4 km oberhalb von ihr auf ein U-Tal aufmerksam. Eine Nachbegehung durch den Verf. führte 1961 außerdem zur Entdeckung, besser: Umdeutung der Glazialbildungen von Azcarate (Kap. A 3).

Herr Professor SCHMIDT-THOMÉ regte die erwähnte Nachbegehung an und förderte die vorliegende Studie auf die selbstloseste Art. Ich widme sie ihm als Ausdruck meines Dankes.

Herrn Dr. A. BAUMGARTNER, Meteorologisches Institut der Universität München, danke ich für verständnisvoll schonende Korrektur des klimatologischen Inhalts. Kritische Bemerkungen und Hinweise verdanke ich ferner den Herren Prof. Dr. H. FLOHN (Bonn) und Dr. K. KAISER (Köln). Der Compañía Petrolífera Ibérica danke ich für die Erlaubnis, Ausschnitte von Kartierungsergebnissen aus ihrem Konzessionsgebiet veröffentlichen zu dürfen.

A. Vereisungsspuren im Kantabrischen Gebirge**1. Allgemeine Angaben über die Sierra de Aralar**

An der baskischen Steilküste Nordspaniens köpft das Meer hochgelegene Talreste (GOMEZ DE LLARENA 1960): es dringt gegen das Land vor. Junge Wasserläufe stürzen ihm entgegen, unterschneiden ihrerseits alte, dem Ebro tributäre Hochflächensysteme und haben zwischen Santander und San Sebastian die atlantisch-mediterrane Wasserscheide bereits um 20—40 km von der heutigen Küste zurückverlegt. Gute Bilder vom Kampf um die Wasserscheide gab G. WAGNER (1960).

Die Wasserscheide fällt mit einer scharfen Grenze des Klimas und der Flußdichten ungefähr, doch nicht genau zusammen. Wo das Gebiet starker Bewölkung und hoher Niederschläge ausnahmsweise über die Wasserscheide hinweggreift, tun dies auch die hohen Flußdichten. Diese sind also nicht nur eine Begleiterscheinung der jungen, von Nor-

den herdringenden Zertalung, sie hängen auch nicht nur von der Gesteinsdurchlässigkeit ab, sondern sind in erster Linie durch die örtliche Niederschlagsverteilung bedingt.

Flächenreste, Grat- und Gipffluren der alten Hochflächen sind in den erst jüngst eroberten Gebieten hie und da noch zu erkennen. Sie liegen südlich San Sebastian 600—700 m hoch und schließen an ein sanft nach Südosten abfallendes Entwässerungsniveau an, das jenseits der Talwasserscheide von Albiazu (617 m), südöstlich Betelu, noch mit breiten, ausgereiften Talformen erhalten ist. Es wird von Kalkhärtingen, im Norden seltener, im Süden häufiger, überragt. Einer dieser Härtinge ist die Sierra de Aralar, 40 km südlich San Sebastian gelegen; sie ist hier die erste größere und höhere Aufragung über das 700 m-Niveau. Sie bildet eine 6 bis 12 km breite, im Südosten 800—1000 m, im Nordwesten 1100—1300 m hohe, verkarstete, plateau-artige Erhebung, der bis 120 m höhere Schichtstufen-Gipfelketten aufgesetzt sind.

Asymmetrisch wie sein tektonischer Bau ist der orographische Querschnitt dieses Gebirgszuges (Abb. 1 und 2). Jura- und Unterkreidekalke bauen einen breiten, meist flachgeböschten Hang nach Süden und einen steilen, tektonisch gar überkippten Abfall nach Norden. Der tektonische Nordflügel setzt sich nur im Westabschnitt aus der vollständigen Schichtenfolge zusammen; vor der Osthälfte des Gebirgszuges ist nur ein schmales Band von Urgo-Apt-Kalk vorhanden. Ein plötzliches Anschwellen dieses Kalks sowie das Einsetzen der übrigen Schichtglieder gegen Westen bewirken, daß dort ein Hochplateau erkerartig nach Norden vorspringt (Abb. 1). Hier finden sich die steilsten Abstürze der Sierra; sie blicken nach Nordwesten, Norden und Nordosten. Eckpfeiler dieses Erkers, aus mächtigen, steilgestellten Urgo-Apt-Kalken, sind der Txindoky (1341 m) im Nordwesten und der Balerdikoaitze (1265 m) im Nordosten. Die Vereisungsspuren liegen in dem zwischen diesen beiden Bergen eingeschnittenen Tal „Barranco de Arritzaga“ (nach der topographischen Karte 1 : 50 000: „Arroyo de Amavirgina“) und am Nordostfluß des Balerdikoaitze, bei Azcárate (Abb. 1).

2. Barranco de Arritzaga

a. Beschreibung

Der Barranco de Arritzaga (Arroyo de Amavirgina) ist der kürzeste Zugang vom tiefgelegenen Vorland (190 m) zur Hochregion der Sierra de Aralar. Der Tallauf ist aus mehreren ungleichen Teilen zusammengesetzt, von denen jeder eine eigene, gegen die des nächsten scharf abgeknickte Gefällskurve besitzt (Abb. 2).

1. Der oberste Abschnitt ist ein verkarstetes Trockental in schwach geneigten Malm- und Doggerkalken. Es reicht von Refugio Igarratza (um 1220 m) bis Fuente de Pardelus (1020 m). Die Gefällskurve ist denkbar unausgeglichen und zeichnet das Schichtstufenrelief des Hochplateaus abgeschwächt nach. GOMEZ DE LLARENA machte auf den U-förmigen Querschnitt des Tales aufmerksam (1948, Taf. 21). Längs- und Querprofil dieses Talabschnitts sind also nicht durch lineare Erosion entstanden. Schlucklöcher haben den Talboden unregelmäßig erniedrigt (GOMEZ DE LLARENA 1948, Fig. 2).

2. Der zweite Abschnitt beginnt dicht unterhalb Fuente de Pardelus an der Einmündung eines wasserführenden rechten Nebentals dort, wo das Tal in die Tone und tonigen Kalke des Lias eintritt. Wasserstauende Schichten des Lias und des Neocoms begleiten diesen Abschnitt und bedingen eine muldenförmige Ausweitung der Talhänge in ihrem Bereich, unterbrochen nur durch schmale, weil steilgestellte Kalkrippen des Doggers und des Malms. In den Boden dieser Talweitung hat der Bach eine V-förmige Kerbe eingeschnitten (GOMEZ DE LLARENA 1948, Taf. 21 und Fig. 1) und eine schon ausgeglichene Gefällskurve geschaffen.

3. Beim Eintritt in den Urgo-Apt-Kalk (820 m) knickt der Bach scharf nach unten ab und schießt auf dem Kalk und dem vor ihm aufgehäuften Schwemmkegel fast geradlinig

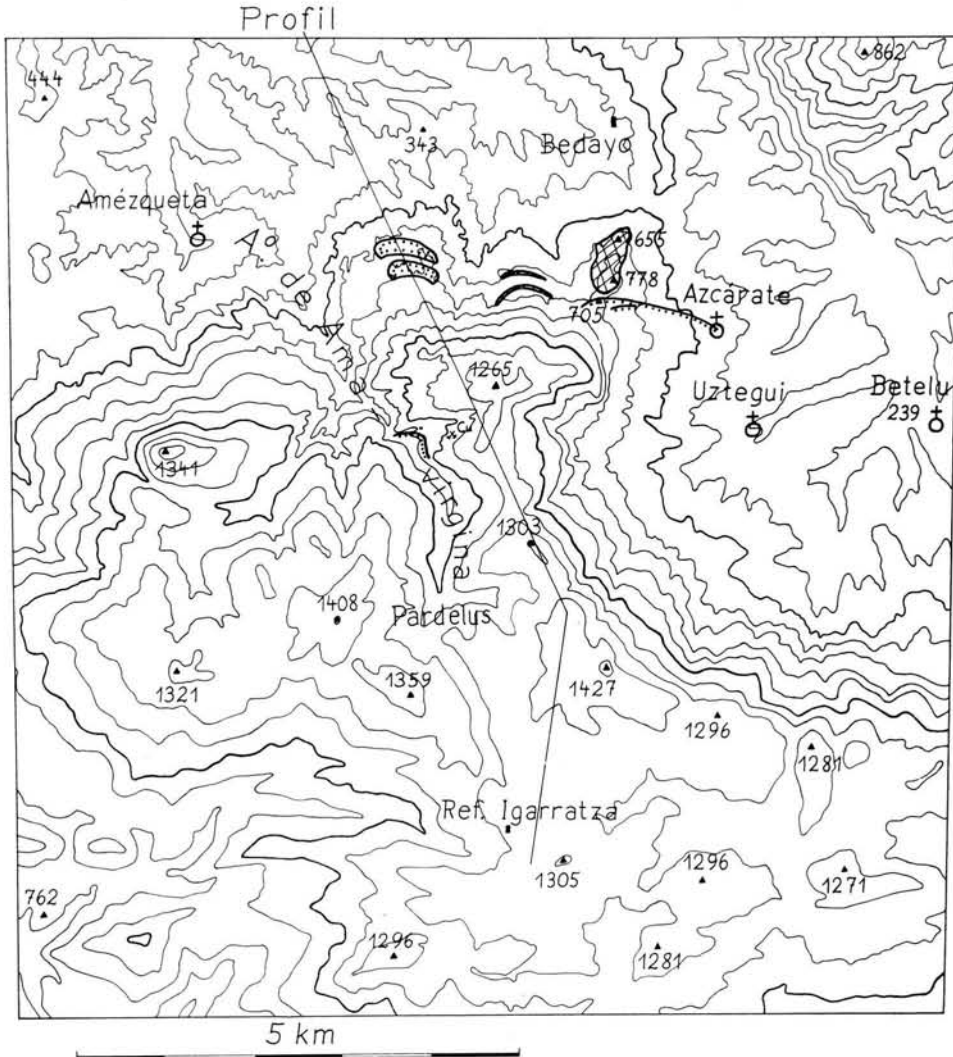


Abb. 1. Topographische Skizze der höchsten Erhebungen der Sierra de Aralar. Nach der spanischen Karte 1 : 50 000, die auf den Höhen westlich des Abschnitts 2 (vgl. S. 3) des Arroyo de Amavirgina, aber nur dort, nicht frei von Fehlern ist.

Punkt- und Walsignatur: Moränen und schneebedingte Blockanhäufungen.

Kreuzschraffiert: Kalkklippe der Urreagaña.

in die Tiefe. Ebenfalls mit einem deutlichen Gefällsknick setzt sich die Oberkante der V-Kerbe aus Abschnitt 2 in den Kalk fort und läßt auch dort leistenförmige Hangverflachungen an den Talflanken stehen (Abb. 2). Diese laufen auf eine nördliche Fußfläche des Gebirges aus, welche, soweit sie die Erosion des Arroyo de Bedayo noch nicht zerstört hat, kurze, bogenförmige Blockwälle trägt (S. 6).

4. Vor dem Fuße des Schwemmkegels beginnt bei Amézqueta (200 m) der Unterlauf mit flachem, ausgeglichenem und auf den Rio Oria eingespieltem Gefälle. Er ist in steilgestellte, tonige und feinsandige Schiefer des Alb und des Cenomans eingeschnitten.

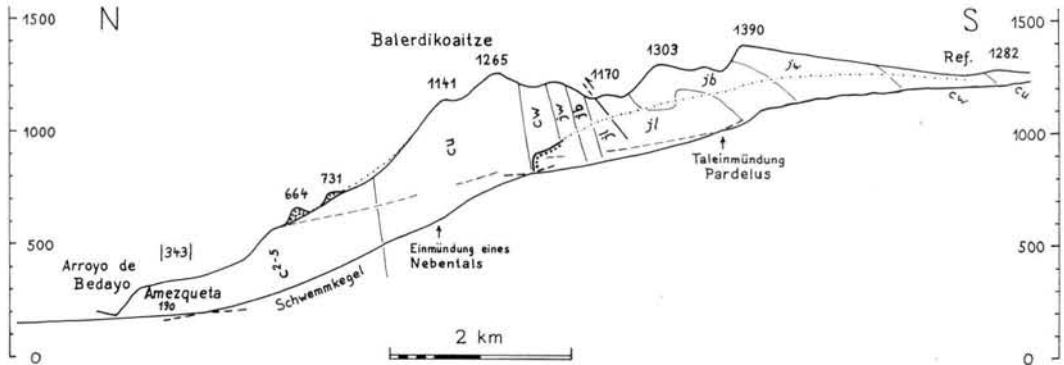


Abb. 2. Barranco de Arritzaga: Geologisches Profil und Gefällskurve. $2\frac{1}{2}$ -fach überhöht; dadurch sind Einfallswinkel und Schichtmächtigkeiten ungleichmäßig verzerrt. Schnittpunkte zweier Gefällskurvenabschnitte sind durch virtuelle Verlängerung beider Äste verdeutlicht.

Gestrichelt: Oberkante der V-Kerbe in Abschnitt 2 und 3; feinpunktiert: Vermutete höchste Eisoberfläche; kräftig punktiert: Blockwälle. - c²⁻⁵ = Alb- und Cenomanschiefer; cw = Urgo-Apt-Kalk mit Kalkmergelzwischenlagen; cw = Dunkle, schwach kalkige Schiefer des Neocoms i. w. S.; ju = Stink- und Flaserkalk; Malm; jb = Graue Kieselkalke und Kalkmergel; Dogger; jl = Dunkle Tone und tonige Kalke; Lias, an der Basis Dolomite und Rauhwaarden des Infralias.

Im zweiten Abschnitt setzt an der Malmkalkrippe des östlichen Talhangs in 970 m Höhe ein Endmoränenwall an. 20—40 m über der Oberkante der V-Kerbe zieht er in leicht geschwungenem Bogen bis vor die Unterkunftshäuser für die Wachmannschaft der nahen Kupfergrube, dort eine muldenförmige Verebnung in 900 m Höhe nach Westen scharf begrenzend (Abb. 3). Hier biegt er scharf nach Westen um, schmiegt sich dem Südhang der untersten Urgo-Apt-Kalkrippe an und erreicht mit dieser bei 825 m, nur 5 m über dem Bach, fast die Sohle der V-Kerbe. Das Nebenbächlein, das die in den weichen Neocommergeln entstandene Einmündung des östlichen Talhangs entwässert, folgt unterhalb 900 m nicht mehr ihrer natürlichen Mittellinie, die auch der Serpentinweg zu den Häusern benutzt (in Abb. 3 nahe der unteren Hälfte des rechten Bildrandes), sondern es zwängt sich zwischen Endmoräne und Kalkrippe in einer schmalen Kerbe zu Tal (Abb. 3). Dieser Einschnitt hat den Kamm der Moräne gratartig zugeschärft (Abb. 3) und ihn bis 15 m tief unterschritten. Heute benutzt ihn nach Regenfällen ein winziges Rinnsal; seine Wasserarmut steht zu den Abmessungen des Einschnitts in keinem Verhältnis.

Der an seiner Außenseite bis 15 m hoch erscheinende Moränenwall besteht aus groben Blöcken (Abb. 3) und kleineren Geschieben aus dunklen Jura- und Urgo-Apt-Kalken. Die Komponenten sind unklassiert, im allgemeinen leidlich bis gut gerundet und mit einem kalkig-tonigen Bindemittel lose verbacken. Gekritzte Geschiebe fanden sich an mehreren Stellen; ein 23 cm langes, bei 870 m gefundenes (Pfeil in Abb. 3) wird im Institut für Geologie der Technischen Hochschule München aufbewahrt. Die Striemung weist in allen Fällen von Osten nach Westen ins Haupttal hinunter.

Innerhalb des Moränenwalls ist der Talhang von einer lehmigen, geschiebehaltigen, verwitterten ?Grundmoränen-Decke überkleidet. Sie reicht auch auf der westlichen Talseite bis 900 m herauf; dort sind indessen keine Wallbildungen zu erkennen.

b. Deutung

Aus dem Vorigen folgt, daß im Tal von Arritzaga (Amavirgina) ein 4—5 km langer Talgletscher bis auf 825 m ü.d.M. hinabreichte. Hätte die vom Balerdikoaitze nach Westen ins Tal vorspringende Urgo-Apt-Kalkrippe seine Zunge nicht aufgestaut und sie durch Zustrahlung und Reflektion mittäglicher Sonnenstrahlung hier kräftig abtauen helfen

(daher die bis 15 m tiefe Schmelzwasserklamm), so wäre er vermutlich noch weiter talab vorgedrungen. Seine Zunge wird hier 100—200 m dick gewesen sein.

Die Moräne erfüllt eine präglaziale Talweitung sowie ein junges, in sie eingeschnittenes V-Tal bis fast auf dessen Sohle. Unter die Endmoräne sind nur fünf Meter (talauf wahrscheinlich mehr) postglazial eingeschnitten. Der Gletscher gehörte also der letzten Vereisungsperiode an.

Hält man mit GOMEZ DE LLARENA (1948) die V-Einkerbung unterhalb Pardelus für jünger als die U-Form des Talabschnitts oberhalb 1100 m, so würde letztere gar eine weitere Vereisung bezeugen, älter als jene, die auch die V-Kerbe erfüllte. Doch besteht dazu kein zwingender Grund. Denn die V-Einkerbung kann an der Fuente de Pardelus schon lange ihre Obergrenze gegen das Karstgebiet der Dogger- und Malmkalke gefunden haben und unter dem Eise erhalten geblieben sein.

Wenn der Gletscher auf der Hochfläche des Gebirges Spuren hinterlassen hat, sind sie dort intensiver Karstverwitterung zum Opfer gefallen. Sein Einzugsgebiet muß zwischen Irumugarrieta (1427 m), Gambu (1408 m), Höhe 1359 und Refugio Igarratza gelegen haben. Unterhalb des letzteren war über einen 1200 m hohen Paß eine Transfluenz nach Westen möglich. Eine Eisscheide als rückwärtige Grenze des nach Norden abfließenden Eisanteils nördlich dieses PASSES kann also höchstens ca. 1280 m hoch gewesen sein. Das untere Zungenende hätte, ungestaut, wahrscheinlich bis gegen 700 m hinabgereicht. Nach der mittleren Höhe der damaligen Eisoberfläche, die wie der Talboden oben flacher als unten verlief (Abb. 2), kann die Schneegrenze auf etwa 1050 m Höhe geschätzt werden.¹⁾ Diese Lage dürfte der klimatischen Schneegrenze ziemlich nahe kommen, weil es sich weder um eine niederschlagsexponierte Schattenseite noch um die südexponierte Leeseite des Gebirges handelt.

3. Azcárate

a. Beschreibung

Am nördlichen Steilabfall des Balerdikoaitze (1265 m) liegt die Grenze des Urgo-Apt-Kalks gegen die dunklen Schiefer des Alb-Cenomans zwischen 700 und 800 m hoch. Vor ihr senkt sich eine Fußfläche, gegen welche der älteste Talboden des Barranco de Arritzaga (S. 4) konvergiert, bis auf knapp 600 m hinab; ihre nördliche Fortsetzung hat der Arroyo de Bedayo zerstört (Abb. 2). Die unzerstörten Reste dieser Fußfläche tragen an zwei Stellen (Abb. 1 und 2) je zwei hintereinanderliegende, bogenförmige, breite, aber im einzelnen unregelmäßig gestaltete Anhäufungen von grobem, zertrümmertem, kalkig und fest verbackenem Blockschutt aus Urgo-Apt-Kalk. Ihre Außenseite ist steil, ihre Innenseite flacher; zwischen ihr und einem schmalen Schuttkranz unmittelbar vor dem Balerdikoaitze-Kalk ist auf dem Albien-Schiefer kaum eine Blockbestreuung anzutreffen.

Den östlichen Abschluß dieser Fußfläche bilden die Urreagaña (Peñas de Oro), ein von Norden nach Süden 800 m langes, quer dazu 300 m breites Kalkmassiv. Es besteht aus zusammenhängendem, jedoch von feinen, scharfen Rissen durchzogenem und an ihnen, besonders an der Basis, fein zertrümmertem Urgo-Apt-Kalk. Seine Gipfel sind, von Süden nach Norden, 778, 722, 665 und 646 m hoch; seine Untergrenze senkt sich in gleicher Richtung von 720 auf 580 m. Es ist also 120 m hoch und schwimmt, wie LAMARE (1936, S. 407) hervorhebt, als wurzellose Decke auf der mittelcretacischen Schieferunterlage. Eine 400 m breite, von den Schiefen gebildete Einsattelung (705 m) trennt es von der nordöstlichen Ecke des Balerdikoaitze-Kalkes, dessen Hangendgrenze hier scharf nach Süden umbiegt und eine morphologische Steilkante nunmehr nach Ostnordosten und Osten kehrt. Oberhalb von ihr lehnen sich in 850—1050 m Höhe, unterhalb des Gipfels, zwei halbkreisförmig und breit ausgeschliffene Nischen in den Berg. Sie sind in dieser gleichmäßig gerun-

¹⁾ Dies geschah unabhängig von der im Vorwort erwähnten Schätzung.

deten Form sicher nicht durch Wassergerinne entstanden. Balerdikoaitze und Urrea-gaña krönen mit ihren Steilabstürzen einen gras- und heidebewachsenen Schieferhang, der mit einer mittleren Neigung von 12° nach Osten in den Talkessel von Betelu abfällt und von dorthier, im Süden schneller (Uztegui: 300 m hoch) als im Norden (Azcarate: 350 m und mehr), allmählich versteilt und zurückverlegt wird. Ostexposition und Schatten des Balerdikoaitze nehmen Azcarate täglich mehrere Stunden nachmittäglichen Sonnenscheins; und durch den Sattel 705 bläst der Wind, woher er auch wehe, wie durch eine Düse und macht ihn durch das ganze Jahr zu einem der kältesten und zugigsten der ganzen Gegend.

Westlich des Sattels 705 löst sich von den Schrofen der Balerdikoaitze-Nordwand ein Schuttwall, zieht schräg über den Hang hinab zum Sattel und teilt ihn in zwei ungleiche Abschnitte. Den südlichen, kürzeren, erfüllt ein rundes, in die Schiefer (also keine Doline!) eingetieftes Loch, reichlich 100 m im Durchmesser und ohne seitlichen Abfluß. Der Schuttwall schließt es im Westen 50—30 m hoch, im Norden 20—15 m hoch ab; den Ostrand bildet ein 7—10 m hoher Wall aus anstehendem Schiefer, über welchen in Abb. 4 links die Wipfel eines Buchenwäldchens hinweglugen, das sich im Windschutz der Höhlung angesiedelt hat. Erst 150 m weiter östlich zieht ein zweiter Schuttwall schräg nach Nordosten über den Hang auf die Fortsetzung des Haupt-Blockwalls zu, knickt, sich diesem anschmiegend, nach Osten ab und läuft alsbald in eine nach unten verbreiterte, buschbewachsene Zunge aus (Blockfeld II).

Der Haupt-Blockwall zieht vom Sattel 705 aus 300-400 m in östlicher Richtung abwärts und biegt dann nach Ost-zu-Süd (105°) ab. Abb. 4 blickt diesen unteren Abschnitt



Abb. 3. Blick vom westlichen Talhang des Barranco de Arritzaga aus 920 m Höhe auf das Gebiet der Neocommergel der östlichen Talseite. Rechts oben Malmkalk, links unterste Urgo-Apt-Kalkrippe. Die Endmoräne zieht in halber Bildhöhe vor der Baumgruppe und dem Haus (900 m) vorbei und ist von dort an abwärts an ihrem scharfen Grat kenntlich. Unten ist beiderseits der breitästigen Buche die Talsohle sichtbar. Pfeilspitze: Fundstelle dreier gekritzter Geschiebe; die Striemung weist auf den Betrachter.



Abb. 4. Blick auf dem Haupt-Blockwall entlang nach Westen gegen den Sattel 705 (linke Bildhälfte). Ganz links, buschbestanden, beginnt der Nordfuß des Balerdikoaitze, davor das S. 7 erwähnte Buchenwäldchen. Hinten rechts südlichster Gipfel der Peñas de Oro (Urrea-gaña). Im Vordergrund rechts blockfreies Schiefergelände, dem der Wall mit scharfer Grenze aufgesetzt ist. Links läuft ein steilwandiger, trockengefallener Wasserriß parallel an ihm entlang.

entlang und verdeutlicht so die Umbiegungsstelle. Zwischen ihm und der Zunge des zuvor genannten und niedrigeren Blockfeldes II liegt ein heute wasserloser, bis 6 m tiefer Bacheinschnitt, dessen Querschnitt unterhalb dieses Blockfeldes asymmetrisch wird: mit einem steilen südblickenden und einem flachgeböschten nordblickenden Hang wiederholt er das ungleichseitige Querprofil des Riedels, auf den der Haupt-Blockwall aufgesetzt ist: die Oberfläche des anstehenden Schiefers, in Abb. 4 unmittelbar rechts neben dem Betrachter und dem Bäumchen im Vordergrund ausstreichend, bildet außerhalb des hinter den ersten Zaunpfählen am rechten Bildrand sichtbaren Tals einen sanft nach Südwesten ansteigenden Hang und reicht hier mehrere Meter höher hinauf als südlich des Blockwalls, wo sie von dem trockengefallenen Bacheinschnitt nicht erreicht wird, also steiler nach Süden abgetaucht sein muß. Im Rücken des Betrachters biegt innerhalb Azcarates der Blockwall bogenförmig nach Südosten um und endet unter der Kirche des Dorfes in 460 m Höhe nach insgesamt 1700 m Länge. Wenn eine Fortsetzung bestanden hat, ist sie von der jungen, von Betelu her heraufgreifenden Talübertiefung abgeschnitten worden. Häuser- und Gartenmauern queren den Wall und zeigen, daß sein Material nicht mehr wandert.

Nur unterhalb des Sattels 705 folgt der Hauptwall auf 300-400 m Länge der Linie stärksten Gefälles. Er weicht von ihr unterhalb der auf Abb. 4 sichtbaren Umbiegung immer weiter nach Süden ab.

Beide Wälle bestehen ausschließlich aus kantigen Urgo-Apt-Kalkblöcken jederlei Größe und Gestalt und aus ihnen durch Vergrusung und Zerfall hervorgegangenem Trümmaterial. Tonige oder sandige Komponenten fehlen. Ein rein karbonatisches Bindemittel hat die Blöcke fest miteinander verbacken. Mehr als 8 m³ große Blöcke sind besonders auf dem Sattel 705 und unterhalb von ihm aufeinandergetürmt. Doch folgt die Korngrößenverteilung in den Wällen keinerlei Regeln. Kyklopische Blöcke sind hier gehäuft, fehlen dort, stellen sich unten an der Kirche aufs neue ein und sind stets mit kleineren Komponenten in beliebigen Mengenverhältnissen vergesellschaftet.

Die Blockwälle sind gegen Norden scharf begrenzt. Die vorgelagerten Hänge tragen auf den Schiefen nur eine dünne Lehmhaut und nicht einen einzigen Kalkbrocken (Abb. 4,

rechts des Bäumchens). Die Grenze gegen Süden, obgleich morphologisch auffallender, ist lithologisch unscharf. Kalkbrocken sind auf einem ca. $\frac{1}{2}$ km breiten, bis an die Südwestecke von Azcarate reichenden Riedel verstreut, soweit er von jüngerer Taleintiefung noch verschont ist. Sie sind im ganzen kleiner, nicht so dicht gepackt wie die der Wälle und schwimmen in einem zähen, bindigen, grauen Lehm. Auf einem dieser Blöcke, 80 cm lang und 30 m oberhalb des letzten Wohnhauses an dem von der Kirche genau nach Westen hinauf-führenden Weg in 480 m Höhe gelegen, ist ein 40 x 20 cm großer, leicht eingemuldeter Ausschnitt seiner Oberfläche blank poliert und mit dichten Schrammen bedeckt. Diese streichen in der Mitte der Fläche 45° , an den Rändern 36° bzw. 60° , so daß sie fächerförmig nach Nordosten divergieren.

b. Deutung

P. LAMARE (1936, S. 407) hat den Kalk von Urreagaña und die westlich von ihm gelegenen bogenförmigen Trümmerhaufen zutreffend als Bergsturzmassen (*grands éboulements et glissements*) beschrieben. Die Vorstellung, eine mehr als 5 Millionen Kubikmeter große, zusammenhängende Kalkmasse sei auf einer höchstens 20° geneigten Fläche mehr als 1200 m weit gerutscht, ohne dabei in ein Trümmermeer auseinandergebrochen zu sein, befriedigt jedoch nicht ganz, solange man nicht ein Schmiermittel annimmt, welches das Gleiten erleichterte. Daß sich am Nordfuß des Balerdikoaitze Schneeflecken gebildet hatten und durch ein Frost-Wechselklima gelockerte und abgesprengte Gesteinsmassen auf ihrem Rücken abwärts gleiten ließen, ist an diesen Schuttbildungen nicht zu beweisen. Es wird jedoch im Zusammenhang mit dem folgenden sehr wahrscheinlich.

Den Blockwall vom Sattel 705 (Gurdillo-ko-lepoa) bis Azcarate beschrieb LAMARE (a.a.O., Fig. 285 und S. 407) als Blockstrom ("coulée de blocs"). Fast alle Autoren fassen Blockströme als Solifluktionsbildungen eines periglazialen Frostschuttklimas auf; die Blöcke werden von der weichen Fließerde schon bei sehr geringem Gefälle fortgetragen (H. WEBER 1958, S. 195, 249/50). Indirekt wäre damit auf die Möglichkeit einer Gebirgsvereisung hingedeutet. Von den beschriebenen Vorkommen vermag Verf. jedoch nur den unteren, zungenförmig verbreiterten Abschnitt des kleineren, südlichen Walls (S. 7) als Blockstrom anzusehen. Nur hier ähnelt seine Form der einer flachen Gletscherzunge und zeigt die tropfenförmig-konvexe Hangverteilung an seiner Stirnseite, die für Blockströme als typisch gilt (H. WEBER, a.a.O.; H. JÄCKLI 1957, S. 41-46; E. K. GERBER 1959, S. 197/98). Der obere Abschnitt dieses Walls und der größte Teil des Hauptwalls zeigen nicht Zungen- oder Tropfen-, sondern langgestreckte, manchmal gratartige zugeschrägte Kammformen, und sie folgen nicht, wie es bei Strömungen nach der Schwere zu erwarten wäre, dem steilsten Gefälle. Mögen die lithologischen Befunde auch durch Solifluktion erklärt werden können, so weisen doch die morphologischen auf direkte Eiswirkung hin:

Die schneebringenden West- bis Nordwinde fingen sich zwischen der Nordwand des Balerdikoaitze und Urreagaña und mußten die Lücke zwischen beiden beschleunigt passieren. In Lee, druckentlastet, müssen sie Schneewächten abgeladen haben, die örtlich wohl mehr als doppelt so hoch gewesen sein mögen wie die Schneedecke auf freiem Feld. (Ähnliche Verhältnisse bewirkten im Frühjahr 1962 im Starnberger Endmoränengebiet — Bayrisches Alpenvorland, 670 m hoch —, daß der während der Februarstürme gefallene Schnee sich nach dem Ende der Frostperiode an Nordhängen nur 3-4 Tage, an Osthängen aber 3 Wochen — bis zum 17. April — hielt.) Auch an der nach Ostnordost und Ost gekehrten Steilwand des Balerdikoaitze mag in den rundlichen (Bergsturz-?) Nischen Schnee reichlich zusammengeweht worden sein, von welchem entweder Lawinen herabstürzen oder Firnzungen ausgehen und in den Schiefeln des Gebirgsfußes aktiv Löcher ausschürfen konnten; beides vermehrte die östlich des Sattels angesammelten Schneemassen. Daß hier ein aktiver kleiner Gletscher daraus wurde, geht aus folgendem hervor. Die vor ihm aufgestürzten Blöcke sind nicht einzeln oder in Gruppen auf seiner Oberfläche herunterge-

rutscht und unregelmäßig verteilt liegegeblieben, wo gerade das Gefälle zu gering wurde, sondern sie wurden an der Front des Eises zu einem gleichmäßig hohen, schmalen und scharf begrenzten Wall zusammengeschoben. Vor diesem ragt die Felsoberfläche höher auf als hinter ihm, wo sie die periphere Schmelzwasserrinne eines ersten Rückzugstadiums nicht mehr anschneidet (S. 8); hier lag der Rand eines flachen Zungenbeckens. Die Rinne konnte nur vor einem Eisrand so viel Wasser führen, daß sie den äußeren Wall steil unterschneidet. Dessen lehmiges Material war während des Höchststandes ausgewaschen und als dünne, geröllfreie Lehmhaut vor ihm ausgebreitet worden. Innerhalb von ihm blieben Blöcke und Lehm als Grundmoräne im Verband. Die oben beschriebenen Ritzungen können nicht tektonische Harnische sein, weil sie in eine flache, ausgeschliffene Eindellung eingreifen und in ihr divergieren: es sind Gletscherschrammen, Zeugen aktiver, nach Nordosten gerichteter Eisbewegung in 480 m Höhe! Die beschriebenen Wälle sind also mehr Seiten- als Endmoränen, und Ablagerungen der rechten Gletscherflanke sind südlich Azcárates der dortigen jungen Talübertiefung zum Opfer gefallen.

Die rückwärtige Begrenzung des Gletschers lag an der Südflanke des Sattels 705 in ca. 750 m Höhe. Die darüber aufragenden Steilwände trugen weniger zur Schneeanammlung bei als die Windwirkung am Sattel selber. Darum muß das Gebiet des Sattels bis unter 700 m hinab noch zum Nährgebiet der bis zur Kirche 1300 m langen Gletscherzunge gehört haben, und die Grenze zwischen Eisakkumulation und überwiegender Ablation — die hier selbstverständlich nicht der klimatischen Schneegrenze entspricht — wäre etwa in 650 m Höhe zu suchen.

Das Alter der Moräne ist ungewiß. Ihre frischen Wallformen scheinen für junges Würm-Alter zu sprechen, können jedoch infolge der festen Kalkverkittung auch längere Zeiten überdauert haben.

4. Valnera-Gruppe

F. LOTZE berichtet 1962 über pleistozäne Vergletscherungen in der Valnera-Gruppe, 140 km westlich der Sierra de Aralar, 300 m höher als sie und ebenfalls auf der kantabrischen Wasserscheide gelegen. Diese wird hier von mehreren Schichtstufen aus mächtigem Urgo-Apt-Kalk gebildet, die (im Nährgebiet der Gletscher) Nord-Süd streichen, Steilabfälle nach Westen kehren und sich nach Osten sanft abdachen. Die vordere, westliche Kante (Pizarras-Valnera) trägt 1500-1707 m hohe, die hintere, östliche (Lusa-Gruppe) knapp über 1500 m hohe Gipfel. Zwischen beiden dehnte sich nach LOTZE eine 4-5 km breite und im ganzen über 30 km² große Firnmulde aus, in der ein 200-300 m dicker Eiskuchen lag. Der Schichtenneigung folgend, floß die Hauptmasse des Eises nach Südosten durch das breite Trueba-Tal ab und brachte Blöcke und Moränen bis Espinosa de los Monteros (780-750 m ü.d.M.). Dieser Eisstrom entzog den anderen Gletscherzungen, die über Einschnitte in den erwähnten Schichtstufen nach Westen und Osten hinunterhingen, einen großen Teil ihres Nachschubes. Deshalb mußten vor allem die beiden Ausläufer am Osthang der Lusa-Gruppe kurze, steile Hängegletscher bleiben. Ein Bustalveinte-Gletscher unter gleichen Expositionsbedingungen, aber mit eigenem, geschlossenen Einzugsgebiet, konnte dagegen seine Moränen um 400 m tiefer nach Osten vorschieben, tiefer sogar als die niederschlagsexponierte und noch aus zusätzlichen Karen ernährte Mieratalzunge des Hauptgletschers.

Diese und einige weitere Moränen-Endlagen reichen bis 600-550 m ü.d.M. LOTZE ermittelte daraus eine 1000-1100 m hohe Schneegrenze. Nach der Übereinstimmung der heutigen Niederschlagsmengen in beiden Gebieten (Niederschlagskarte LAUTENSACHS, 1951) überrascht es nicht, daß auch die damalige Schneegrenze hier ebenso niedrig lag wie in der Sierra de Aralar.

Zwar möchte LOTZE alle Endmoränen seines Gebietes, die unter 800 m Höhe hinabreichen, der Reiß-Vereisung zuschreiben; nur die beiden erwähnten kurzen Moränengirlanden der Lusa-Ost-

seite sollen Würmaler haben, weil sie nur bis 950-1130 m hinabreichen und frischere Formen zeigen (LOTZE, S. 160). Solange aber andere und stratigraphische Gründe für solche Alterstrennung nicht beigebracht werden, erscheint sie aus folgenden Gründen zweifelhaft:

1. In keinem Tal beschreibt LOTZE Riß- und Würm-Ablagerungen übereinander.
2. Die abweichende Höhenlage der Lusa-Endmoränen scheint mir, auch wenn sie ebenso alt sind wie die übrigen Moränen (LOTZES Abbildungen 3 und 7 legen diese Lesart recht nahe), durch die eingangs gegebene Erklärung hinreichend begründet.
3. Der Rio Miera, im Unterlauf in eine steile Talkerbe kräftig eingeschnitten, hat sich im Oberlauf noch nicht merklich unter das Niveau des U-Tals und der Moräne eingetieft (LOTZE, Abb. 5).
4. Die Frische der Wallformen ist im allgemeinen ein weniger zuverlässiges Mittel. Die Mieratal-Seitenmoräne scheint mir nach Bild 5, Tafel III, ebenfalls recht gut erhalten und wenig eingeebnet; die von ihr aufgestaute Laguna de Brenascobar (Abb. 5) ist noch nicht einmal verlandet. Wenn trotzdem die Lusa-Moränen einen frischeren Eindruck machen als die übrigen, so könnte man vielleicht mit der Möglichkeit rechnen, daß kurze, kleine Formen ihre Frische, d. h. ihre größeren Böschungswinkel, leichter behalten als breite, große, und daß ein kurzes, über einen Paß hinweghängendes seitliches Anhängsel einer großen Gletschermasse auf geringe Schwankungen in dessen Eishaushalt nicht unbedingt so empfindlich zu reagieren braucht wie die weit vorgeschobene Hauptzunge. Die steilen Lusa-Zungen könnten deshalb länger als die größeren Zungen in ihrer Endlage verharren und dort steilere Wälle aufgehäuft haben. Ohne eigene Anschauung will ich über diesen Punkt jedoch nicht urteilen; die Einwände 1. bis 3. sollten ohnedies genügen, um alle von LOTZE beschriebenen und abgebildeten Vereisungsspuren im Valnera-Gebiet in die letzte Eiszeit zu stellen.

B. Klimatologische Folgerungen

1. Der Betrag der Schneegrenzabsenkung

Die klimatische Schneegrenze der Würmeiszeit in der Sierra de Aralar liegt ungefähr 400 m tiefer als bisher auf Grund von Interpolationen erwartet. Denn sie liegt 400 m unter den bisher bekannten Vorkommen der weiteren Nachbarschaft: Berge von Reinosa (HERNANDEZ - PACHECO 1944), Picos de Europa (OBERMAIER 1914) und Pic d'Orhy in den Pyrenäen (ALIMEN, FONTBOTÉ & SOLÉ SABARIS 1957). Verhält es sich mit der heutigen Schneegrenze ebenso, sind also die baskischen Berge gegenüber den Pyrenäen und Asturien auch heute klimatisch benachteiligt? (Und läge deshalb auch die heutige Waldgrenze, nach HERMES 1955, S. 50, hier um 600-800 m tiefer?) Oder litten sie nur in den Kaltzeiten unter besonderer Ungunst, die die Schneegrenzen stärker herabdrückte als anderswo?

A. KLEIN (1953) errechnete aus Daten von rezenten Gletschern, daß in Nordwest-, Mittel- und Südwesteuropa die Höhe der Schneegrenze von der Summe des jährlichen Schneeniederschlags und der sommerlichen Schmelzwärme allein abhängt. Andere Klimafaktoren, die den Eishaushalt beeinflussen, wie Strahlung, Albedo, Dampfdruck der Atmosphäre u. a., sollen im ozeanischen Mittel- und Westeuropa in die genannten beiden Faktoren so unmittelbar eingehen, daß sie nicht eigens berücksichtigt zu werden brauchen. Sei h die Höhe der Schneegrenze in 100 m, ΣT^+ die Summe der Monatsmitteltemperaturen über 0°C an der Schneegrenze und N_s der jährliche Schneeniederschlag in mm ebendort, so läßt sich das Ergebnis KLEINS in folgende Gleichung zusammenfassen:

$$(1) \quad h - \frac{\Sigma T^+}{2.1} = 26.5 - \frac{N_s}{150}$$

Ist statt ΣT^+ nur das Temperaturmittel des wärmsten Monats (T_{max}) bekannt, so kann nach KLEINS Angaben im ozeanischen West- und Mitteleuropa ΣT^+ durch $3T_{max}$ ersetzt werden:

$$(2) \quad h - \frac{T_{max}}{0.7} = 26.5 - \frac{N_s}{150}$$

An dieser von KLEIN (1953) gefundenen empirischen Beziehung sind mir Zweifel bisher nicht bekannt geworden. Deshalb soll im folgenden ihre Richtigkeit unterstellt werden.

Wie hoch liegt nach dieser Regel die heutige Schneegrenze über der Sierra de Aralar? Als mittlerer vertikaler Temperaturgradient sei für den Sommer $0,5^\circ/100$ m eingesetzt (Tabelle 4, Zeile 5). Als mittlerer vertikaler Niederschlagsgradient wurden 9% der Jahressumme der Tiefenstation je 100 m gewählt. Nach LAUTENSACH (1951) ist er in tieferen Lagen wesentlich größer, in höheren kleiner (vgl. S. 14). Unter diesen Voraussetzungen läge die Schneegrenze heute 2400 m hoch und wäre zur Würmeiszeit um 1350 m abgesenkt gewesen. Zum Vergleich: Am Pic du Midi liegt sie heute 2800 m, damals 1600 m hoch, war also um 1200 m abgesenkt (KLEIN 1953). In der Sierra de Aralar wäre die Schneegrenze demnach erstens heute niedriger, zweitens zur Würmzeit stärker abgesenkt gewesen als in den Hohen Pyrenäen. Ist heute eine klimatische Ungunst vorhanden, so liegt es nahe, ihr auch für die Schneegrenzabsenkung einen verstärkten Einfluß zuzuschreiben. Eine thermische Benachteiligung gegenüber den östlichen und westlichen Nachbargebieten fällt heute nicht ins Gewicht. Dagegen liegt in und westlich vor den Westpyrenäen ein Gebiet maximaler Niederschläge (LAUTENSACH 1951). Sie bestimmen hier mehr als andere Faktoren die Flußdichte (S. 2/3). Die klimatische Ungunst liegt also, zumindest heute, in einer Exposition gegen Westwinde.

Mag dieser Versuch, eine theoretische Schneegrenzlage durch Extrapolation über große und nur gedachte Höhen abzuschätzen, allerhand Zweifeln begegnen, so werden doch die folgenden Schritte von diesem ersten unabhängig, Höhenabstände und damit Fehlergrenzen enger, und Kontrollen auf anderen Wegen möglich sein.

2. Temperaturen und Niederschläge in San Sebastian

Wieweit vermag der in Abschnitt A gewonnene geologische Befund bisherige Vorstellungen über das würmeiszeitliche Klima der baskischen Küste zu ergänzen oder zu modifizieren?

Für die würmeiszeitlichen Mitteltemperaturen San Sebastians ergeben sich durch sinnmäßige Interpretation und Interpolation älterer Angaben, die sich auf die nähere und weitere Umgebung beziehen, die Schätzungen der Tabelle 1.

Tabelle 1

Erschlossene Mitteltemperaturen ($^\circ\text{C}$) für San Sebastian während des Maximums der letzten Vereisung aus Angaben der Autoren.

Autor	Jahr	Januar	Ju'i	
POSER	1948	8	+3	13
KLUTE	1951	3	-6,5	12,5
BÜDEL	1951	keine Angaben		10,5
KLEIN	1953			
KAISER	1960	± 0	keine Angaben	
		oder etwas darunter		

Mein eigener Rekonstruktionsversuch geht folgendermaßen vor:

1. Die nördliche Waldgrenze lag nach BÜDEL (1953) weit südlicher als bis dahin angenommen, nämlich im Duero- und Ebrobecken. An der nordspanischen Küste muß deshalb $t_{max} < 10^\circ$ gewesen sein.

N. B. Größere Abweichungen der Waldgrenze von der 10° -Juliisotherme, wie sie in extrem ozeanischen und kontinentalen Gebieten vorkommen, scheinen mir in Nordspanien

nicht ohne weiteres zu erwarten und würden sich jenseits der Kantabrischen Klimascheide ohnehin kaum auf die obige Schätzung auswirken. Vgl. hierzu auch WEISCHET 1954, S. 104.

2. Die Jahresmittelschätzungen für San Sebastian zeigen sinkende Tendenz, seit Funde von Frostbodenanzeigern in Mittel- und Südwestfrankreich häufiger werden. Die letzte Schätzung (freundliche briefl. Mitt. K. KAISERS in Ergänzung seiner Angabe: -2° bei Bordeaux, 1960) berücksichtigt also die meisten und neuesten Unterlagen. Sie diene deshalb als Ausgangspunkt. Mißt man mit WEISCHET (1954, S. 106-110) Dauerfrostbodenerscheinungen eine weniger eindeutige Aussagekraft in Bezug auf die Jahrestemperatur zu, so wird man ein Jahresmittel von etwas über 0° annehmen.

3. Die Jahresamplitude der Monatsmittel beträgt heute $11,7^{\circ}$ und dürfte während der Glazialzeit wegen der (auch damals) Nähe des ausgleichenden Meeres nicht wesentlich größer gewesen sein. Immerhin kann man eine geringfügige Erhöhung der Amplitude annehmen. Besonders kalte Jahre der Jetztzeit, die nach FLOHN (1952) als Modell für die eiszeitliche Luftzirkulation gelten können, lehren nämlich, daß im außertropischen ozeanischen Klimagebiet die Wintertemperaturen stärker abzusinken pflegen als die des Sommers, die durch die Insolation auf einer gewissen Höhe gehalten werden. Ganz allgemein werden in Europa die eiszeitlichen Temperatursenkungen im Winter größer beziffert als im Sommer (WOLDSTEDT 1961, S. 319); das Klima war kontinentaler geworden. Deshalb möchte Verf. die eiszeitliche Jahresschwankung San Sebastians auf $13-14^{\circ}$ schätzen.

4. Ein rezentes Vergleichsbeispiel, in dem die Bedingungen 1. bis 3. heute verwirklicht sind, bietet das nördliche Lappland. Der jährliche Temperaturgang Vardös (Tabelle 4, Zeilen 2 und 3) mag daher den eiszeitlichen San Sebastians in einiger Annäherung wiedergeben. (Vielleicht lagen die Sommertemperaturen etwas niedriger.) Der tägliche Gang bleibe außerhalb des Vergleichs, weil Dauer und Einfallswinkel der Sonneneinstrahlung an beiden Orten zu verschieden sind. Der geringeren Wärmeeinstrahlung in Lappland steht dort eine geringere Niederschlagssumme (Tabelle 4, Zeile 6) gegenüber, so daß in beiden Fällen die Schneegrenze in gleicher Höhe liegt. Sie steigt auch in beiden Fällen stark gegen das Binnenland an (NUSSBAUM & GIGAX 1953, AHLMANN 1933, 1948), weil eine küstennahe und -parallele Gebirgswasserscheide einen schmalen ozeanischen Küstensaum von einem kontinentalen Hinterlande scharf trennt. Die niederschlagsbringenden Winde wehten wahrscheinlich damals in Kantabrien wie heute in Nordlappland diesem Küstengebirge ungefähr parallel (vgl. S. 15), und Vardö hat etwa gleichen Jahresgang der Niederschlagsverteilung wie San Sebastian. Ausgewiesen durch diese klimatologischen und physiographischen Ähnlichkeiten, mag im folgenden Lappland als Vergleichsfall seine Dienste tun.

5. Unter 1. bis 3. wurde der eiszeitliche Temperaturgang San Sebastians abgeschätzt. Die eingeschlagenen Wege waren voneinander unabhängig und sind es auch von dem im folgenden versuchten Kontrolle. Diese besteht darin, die erschlossenen Temperaturen in die Formel nach KLEIN einzusetzen und zu sehen, ob das Rechenergebnis für die Niederschläge sich mit unseren sonstigen Vorstellungen verträgt, oder ob für Temperaturen oder Niederschläge andere Rechengrößen eingesetzt werden müssen, um zu widerspruchsfreien Ergebnissen zu gelangen — immer die Gültigkeit der Regel nach KLEIN (1953) vorausgesetzt. Hierin gehen die Höhengradienten der Temperatur und des Niederschlags als Voraussetzungen ein. Sie sind nicht orts-, sondern luftmassentypische Werte (WEISCHET 1954, S. 99). Deshalb soll nicht so sehr von den heutigen Kantabriens (S. 14 und Tab. 4 Zeile 5), sondern mehr von denen des lappländischen Vergleichsbeispiels ausgegangen werden, mit der Einschränkung, daß winterliche Temperaturinversionen in dem stark zertalten baskischen Küstengebiet wohl häufiger als heute gewesen sein mögen, doch wahrscheinlich nicht so häufig wie in der zerlappten Fjordlandschaft von Alten, aus der die

lappländischen Höhenmessungen stammen, und die schon merklich kontinentaleren Jahresgang hat als Vardö (Tab. 4 Zeile 4).

6. Versucht man nun nach den obigen Voraussetzungen (Tab. 4 Zeilen 2-5; $t_{würm}$ San Seb. sei = t_{res} Vardö) den jährlichen Temperaturgang an der eiszeitlichen Schneegrenze in der Sierra de Aralar abzuschätzen, so ergeben sich die Zahlen der ersten Spalte in Tabelle 2. Nach den rezenten Vergleichsbeispielen erscheinen die Werte plausibel. Sie würden allerdings etwas kontinentaleren Verhältnissen entsprechen als oben unter 3. für San Sebastian angenommen. Möglicherweise liegt der Fehler im Rechenansatz. Vielleicht aber herrschten tatsächlich kontinentalere Bedingungen an der baskischen Schneegrenze: Kapitel B 3 greift diese Frage wieder auf.

Tabelle 2
Mitteltemperaturen (°C) an eiszeitlichen (1.) und heutigen (2.-4.) Schneegrenzen

	(1) Sierra de Aralar, W_m 1050 m	(2) oberhalb Halddé 1100—1150 m	(3) unterhalb Vassitjälkko 1200 m	(4) Sonnblickgipfel (Tauern) 3106 m
Jahr	-3½ bis -4	- 4.4	- 4.0	- 6.4
wärmster Monat	4	7.0	4.3	+ 0.7
kältester Monat	-9	-10.5	-11.0	-12.8
Amplitude	13	17.5	15.3	13.5

Quellen und Erläuterungen zu Tabelle 2:

1. W_m : „Würm-Maximum“, Zeit der äußersten Würm-Endmoränen in Kantabrien. Ableitung im Text.
2. Linear extrapoliert nach TW 2. Lage der Stationen siehe Erl. Tab. 4 Zeile 4. Schneegrenzhöhe nach AHLMANN 1948.
3. Vassitjälkko: zwischen Narvik und Torneträsk, 1372 m hoch. Temp. linear interpoliert nach den Angaben TROLLS (1956, S. 824) für Vassitjälkko und denen von TW 6 für Äbisko am Torne-träsk (393 m). Die Schneegrenze liegt an dem 2 km² großen Kårsa-Gletscher, 17 km westlich Äbisko, in Jahren ausgeglichenen Eishaushalts um 1200 m hoch (AHLMANN 1948, S. 4, 42, 50).
4. Die Sonnblick-Gipfelstation liegt nach TROLL (1956) 250 m über der Schneegrenze. Dort liegt nach WEISCHET (1954, S. 101) das Jahresmittel etwas über -5°. Schneegrenzen ozeanischerer Klimate haben höhere Jahresmittel: Säntis und Zugspitze -2.5°, Pyrenäen (2 800 m) und Schottland -1° (WEISCHET, a. a. O.).

7. Wird der Sommer-Abschnitt des unter 6. abgeleiteten damaligen Temperaturganges als annähernd richtig unterstellt, so wären nach Gleichung (1) an der damaligen Schneegrenze jährlich $N_s = 3000$ mm Schnee gefallen. War die jahreszeitliche Verteilung der Niederschläge gleich der heutigen — diese Voraussetzung sei zunächst gemacht; sie beeinflusst jedoch das Rechenergebnis nur untergeordnet (s. u.) —, so hätte der Gesamtniederschlag N_{ges} 3600 mm betragen. Als Schnee sind dabei mit KLEIN (1953) diejenigen Niederschläge betrachtet, die bei einer Mitteltemperatur von weniger als +1° C fallen.

Um daraus die Niederschlagsmenge n_{ges} für San Sebastian abzuleiten, wird der damalige mittlere Niederschlagsgradient benötigt. Der heutige, nach LAUTENSACH (1951, S. 150) „in nicht wenigen Fällen reichlich 10% des Tiefenstationswertes“ pro 100 m Steigung, ist offensichtlich zu klein: er würde in der Rechnung unwahrscheinlich hohe eiszeitliche Niederschläge ergeben. Geeigneter scheinen mir wiederum die heutigen Gradienten Lapplands. Sie liegen, wenn die Formel nach KLEIN auch dort gilt, für die beiden lappländischen Beispiele der Tabelle 2 bei ca. 30% des Tiefenstationswertes pro 100 m Steigung. Dieser Wert, für das eiszeitliche San Sebastian eingesetzt, ergibt $n_{ges} = 860$ mm,

davon $\frac{2}{3}$ als Schnee. Das ist ebenfalls eine plausible Zahl. Sie paßt in die geläufige Vorstellung einer eiszeitlichen Niederschlagsminderung in Westeuropa auf 50-80% der heutigen Jahressummen. Tabelle 3 variiert das Rechenergebnis unter Verwendung verschiedener Gradienten, gleiche jahreszeitliche Niederschlagsverteilung immer vorausgesetzt. Hatte dagegen die Niederschlagskurve ein Sommermaximum von z. B. der gleichen relativen Höhe wie sie das heutige Wintermaximum aufweist, so hätten die eiszeitlichen Jahressummen nur um $\frac{1}{8}$ höher, also ebenfalls noch im Bereich des Wahrscheinlichen gelegen. Auf diesem Wege läßt sich also kein Argument zu der Frage beibringen, ob mit der allgemeinen Verlagerung der Klimagürtel auch die Zone der Winterregen südwärts verlagert oder eingengt war oder nicht. Doch soll das folgende Kapitel zeigen, daß mindestens keine starke Häufung der Niederschläge in der warmen Jahreszeit anzunehmen ist.

Tabelle 3

Rechnerische eiszeitliche Niederschlagssumme n_{ges} für San Sebastian bei Verwendung verschiedener Höhengradienten (Niederschlagszunahme bezogen auf die an der Talstation gemessenen Werte) und gegebener Sommertemperatur $t_{max} = 4^{\circ}\text{C}$ an der Schneegrenze.

Höhen- gradient % / 100 m	Gesamt- niederschlag mm	in % des heutigen
40	690	52
30	860	65
20	1160	82
15	1400	105

Zusammengefaßt ergibt sich aus dem Bisherigen:

An der baskischen Küste herrschten kalte, lange und ziemlich schneereiche Winter. Die Temperaturabsenkung gegenüber heute wird für San Sebastian im Winter auf $12-13^{\circ}$, im Sommer auf 11° und im Jahresmittel auf 12° geschätzt. Dabei ist vorausgesetzt, daß die Niederschläge ungefähr $\frac{2}{3}$ der heutigen betragen. Möglicherweise ist jedoch die auffallend starke (S. 12) Schneegrenzabsenkung in Kantabrien mehr auf Niederschlagsreichtum und etwas weniger auf Abkühlung zurückzuführen als hier angenommen wurde. Schneekumulation durch Westwinde bewirkte nämlich, daß sich die Gletschernährgebiete fast ausschließlich an den Ostflanken der Bergzüge befanden (Azcarate: S. 9, Valnera-Gebiet: LOTZE 1962, S. 162), und zwar, soweit bis jetzt bekannt, bevorzugt dort, wo die Steilkante des Gebirges nach Westen anstatt, wie gewöhnlich, nur nach Norden blickt. Weil die kantabrischen Gletscher infolge ihrer geringen Masse Klimaänderungen rascher und unmittelbarer folgen konnten als das große Inlandeis Nordeuropas, sie also ihre größte Ausdehnung früher erreichten als dieses, so könnten die beschriebenen Endmoränen schon in das Früh-Würm gehören, das nach WOLDSTEDT (1958, S. 394) und BUTZER (1958) im Mittelmeergebiet feuchtkühl war, während erst das Haupt-Würm stärkere Abkühlung (Frostbodenerscheinungen in Südwestfrankreich) und Abnahme der Niederschläge brachte. (Ein ähnlicher Kaltzeitenablauf wiederholt sich heute im Kleinen in den kontinental beeinflussten Wintern der nordägäischen Randländer: SCHULTZE 1937, Lit. TW 5.) Trifft dies zu, so sind die für San Sebastian angegebenen Niederschläge und Temperaturen entsprechend zu erhöhen.

3. Die Rolle sommerlichen Strahlungsklimas

a. Bewölkung und Strahlungsgang

Im vorigen Kapitel konnten für jährlichen Temperaturgang und Niederschlagssumme auf Grund der bei 1050 m gefundenen klimatischen Schneegrenze wahrscheinlichere Werte als bisher ermittelt werden. Es bleibt zu fragen, ob ein dem heutigen vergleichbares som-

Tabelle 4
Einige Klimadaten für Vardö und San Sebastian.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr	Ampl.
Temperatur (°C)														
1. Monatsmittel San Seb.	7.4	7.8	10.6	12.1	14.4	16.7	18.5	19.1	17.9	14.2	10.5	8.9	13.1	11.7
2. Monatsmittel Vardö (1895)	-5.6	-6.2	-4.9	-1.8	1.4	5.6	8.6	9.2	6.3	1.5	-2.3	-4.4	+0.6	15.4
3. Monatsmittel Vardö (1958)	-5.0	-5.5	-4.2	-1.1	2.2	5.8	8.7	8.7	6.3	1.2	-1.4	-3.4	+1.1	14.2
4. Höhengradient Alten-Halde (Zentigrad/100 m)	.23	.24	.38	.65	.75	.71	.59	.63	.69	.50	.33	.23	.50	21.5
5. Höhengradient Santander	.56	.59	.63	.62	.51	.52	.55	.49	.48	.55	.68	.48	.55	18.3
Niederschlag (mm)														
Vardö: ($\varphi = 70^\circ 22' N$, $\lambda = 31^\circ 8' E$)														
6. Monatsmittel	63	63	58	38	33	33	38	43	48	63	53	61	595	
7. Zahl der Tage mit Niederschlag >0,1 mm	14	14	16	12	11	9	9	10	14	17	16	15	157	
8. Davon Tage mit Schneefall	12.8	12.2	14.1	10.9	8.4	3.1	0.1	0.1	3.6	9.9	12.7	13.4	101	
9. Tage mit Nebel	—	—	—	0.2	1.8	3.5	6.3	5.4	1.0	0.4	—	—	18.6	
San Sebastian: ($\varphi = 43^\circ 19' N$, $\lambda = 1^\circ 59' W$)														
10. Monatsmittel	119	97	118	115	104	80	71	63	118	149	152	149	1334	
Sonstiges														
11. Bewölkung San Sebastian (0-10)	7.0	7.0	6.6	7.1	6.6	6.7	5.9	5.6	5.9	6.4	6.8	7.1	6.6	
12. Häufigkeit der W- und NW-Winde in Bilbao (%)	20	21	42	47	58	54	64	48	50	32	26	26	41	
													(statt 25)	

Quellen und Erläuterungen zu Tabelle 4:

Zeilen 1 und 10 nach Lit. TW 4; Mittel aus 1901 bis 1958.

Zeilen 2, 7, 8, 9: TW 1; Mittel aus 1841 bis 1890. Die 0°-Isotherme passiert Vardö am 3. Mai und am 26. Oktober.

Zeilen 3 und 6: TW 6; Mittel aus 59, 40 bzw. 56 Jahren. Aus ganzen Grad Fahrenheit bzw. Zehntel-Inches umgerechnet.

Zeile 4: TW 2; Mittel aus 1916 bis 1925.

Talstation Alten:

$\varphi = 69^\circ 58' N$

$\lambda = 23^\circ 15' E$

H = 7 m

Entfernung zwischen beiden: 15 km.

Zeile 5: TW 7; von 3 Stationen in 14, 244 und 1200 m Höhe.

Mittel aus 30 bzw. 20 Jahren.

Zeilen 11 und 12: TW 3; Zeile 12 aus 5 Jahren.

Bergstation Halde:

$\varphi = 69^\circ 56' N$

$\lambda = 22^\circ 56' E$

H = 904 m

merliches Trockenheitsmaximum bestand, oder ob etwa mit der Verlagerung der thermischen und pflanzengeographischen Klimagürtel auch die Zone des sommerlichen Regenmaximums südwärts verschoben war. Ein sommerliches Strahlungsklima würde sich in stark unterschiedlichen Schneegrenzhöhen auf Gebirgshängen verschiedener Strahlungsexposition äußern, so wie es KLUTE (1951, S. 278) aus den bis um 800 m auseinanderweichenden eiszeitlichen Schneegrenzen (ALIMEN, FONTBOTÉ & SOLÉ SABARIS 1957) auf der Nord- und Südseite der mittleren und östlichen Pyrenäen schloß. Trotz wahrscheinlich höherer Niederschläge am Pyrenäen-Westende könnte die gegenüber der klimatischen um 400 m erniedrigte Schneegrenze bei Azcárate für die gleiche Erklärung sprechen, wenn die Moränen gleich alt wären. Da dies nicht sicher ist, sei versucht, den Einfluß strahlungsklimatischer Faktoren auf andere Weise abzuschätzen.

Tabelle 2 macht deutlich, daß in der Sierra de Aralar an der klimatischen Schneegrenze trotz starken Schneefalls von 3 000 mm jährlich die Jahresmitteltemperatur für ozeanische Verhältnisse zu niedrig und der Temperaturgang zu kontinental war (wenn die in Kapitel B 2 eingegangenen Voraussetzungen zutreffen). Kräftige sommerliche Einstrahlung könnte also in der Sierra de Aralar trotz der niedrigen Temperaturen verhindert haben, daß die Schneegrenze so tief sank, wie es der hohen Schneeniederschlagssumme entsprochen hätte — und wie es bei Azcárate tatsächlich der Fall ist! Empfängt aber der dortige Osthang wirklich so viel weniger Sonnenschein als der Barranco de Arritzaga, ist er wirklich strahlungsklimatisch entscheidend benachteiligt? Eine Berechnung der astronomisch möglichen Insolation und ihrer jahres- und tageszeitlichen Verteilung ergab folgendes:

Auf dem um 12° nach Osten geneigten Hang von Azcárate sind die absoluten Beträge der Insolation gegenüber denen einer horizontalen Fläche so gut wie unverändert. Sie sind jedoch in allen Jahreszeiten um 60-80 Minuten nach der Vormittagsseite verschoben, und der Sonnenuntergang, nicht aber der Sonnenaufgang, verfrüht sich um 60-70 Minuten. Für einen zum Beispiel am oberen Ortsrand Azcárates, 540 m hoch und 800 m ost-süd-östlich des Sattels 705 gelegenen Punkt gehen außerdem weitere 1 bis $1\frac{1}{2}$ Stunden nachmittäglichen Sonnenscheins durch den Schatten des Balerdikoaitze, am meisten in den Übergangsjahreszeiten, verloren. Nur während des astronomischen Sommerhalbjahres verschwindet die Sonne nicht vor 15.30 Uhr Ortszeit hinter der Bergkulisse; und die kalte Luft, die dann von den im Schatten liegenden oberen Hangpartien abfließt, bewirkt auch dort, wo die Sonne noch scheint, eine empfindliche Abkühlung.

Diese thermische Benachteiligung des Nachmittags kann verstärkte vormittägliche Einstrahlung nicht ausgleichen. Morgensonne wärmt in kalter Luft nicht so wirksam wie Abendsonne in bereits erwärmter. Zweitens werden, wenn es schließlich zu thermischen Aufwinden kommt, diese durch die häufigen West- und Nordwestwinde (Tab. 4, Zeile 12) oft daran gehindert, den Hang hinaufzustreichen und die oberen Berglehnen zu erwärmen. Liegt gar oben Schnee, so strömt mehr und kältere Berluft ab. Das muß wegen der Schneewächten am Sattel 705 (S. 9) bei Azcárate häufig der Fall gewesen sein.

Mindern die Expositionsverhältnisse Azcárates die nachmittägliche, so schmälern Besonderheiten des täglichen Bewölkungsgangs die vormittägliche Erwärmung. Immer wenn sich die Hochflächen südlich der S. 2 erwähnten Klimascheide rasch erwärmen, steigt in Kantabrien kühle Meeresluft die Berge hinauf und hüllt sie in eine dichte Nebeldecke, die sich oft, wenn überhaupt, erst in den Mittags- oder Nachmittagsstunden auflockert und damit den Vormittag gegenüber dem Nachmittag erheblich benachteiligt. Meßbare Niederschläge fallen dabei nur, wenn außerdem eine nördliche Luftströmung über der Biskaya herrscht. Deren Häufigkeit wechselt; doch die Luftdruckabnahme gegen Innerspanien, die die Nebel oder zumindest Hochnebeldecken Kantabriens verursacht, kommt sogar in der Jahresisobarenkarte zum Ausdruck (TW 4, S. 118). Vollends beherrscht sie den Frühsommer von April bis Juli (TW 4, S. 119) und bewirkt, daß während dieser Monate in Kanta-

brien der Temperaturanstieg gegenüber dem einer theoretisch zu erwartenden Sinuskurve deutlich zurückbleibt (Tab. 4, Zeile 1). Gleichzeitig erreicht die Bewölkung im April und Juni zwei Maxima, welche die der regenreichsten Wintermonate erreichen oder übertreffen (Zeile 11). Weil sie nicht mit einer Niederschlagszunahme einhergehen, muß dies eine Bewölkung sein, die nicht durch Strömungen infolge regionaler Luftdruckunterschiede, sondern durch örtliche Konvektionsströmungen infolge ungleicher Erwärmung entsteht. In Vardö scheint dieser Fall während des ganzen Sommers eine Rolle zu spielen: Von Ende Mai bis Ende August sind Tage mit meßbarem Niederschlag am seltensten, Nebel am häufigsten (Tabelle 4, Zeilen 7 und 9).

Ist dieser Fall \pm stationären Luftmassenwetters mit geringen Niederschlägen, aber häufiger Nebelbildung in Kantabrien an die rasche Erwärmung der im Süden gelegenen Hochfläche gebunden, so muß er nicht nur im jahreszeitlichen, sondern auch im tageszeitlichen Gang die Zeit beginnender starker Insolation, d. h. den Vormittag in erster Linie betreffen. Das bestätigt der Augenschein an Ort und Stelle. Nachmittags und im Spätsommer gleichen sich die thermischen Gegensätze zwischen Küsten- und Binnenland allmählich aus. Herbstliche Bodennebel bewirken übrigens, in geringerem Ausmaß, das Gleiche: eine Verminderung des für Osthänge wichtigen vormittäglichen Sonnenscheins.

Es ergibt sich daraus, daß der Osthang, auf dem Azcárate liegt, strahlungsklimatisch gegenüber einem Westhang sehr wohl benachteiligt ist, sei es auch nur mittelbar durch Folgen einer Insolation, die erst einige Dutzend Kilometer weiter südlich herrscht. Zusammen mit den oben genannten Expositionsbedingungen bewirken diese Umstände, daß Azcárate eine wesentlich ungünstigere Strahlungsbilanz hat als der Barranco de Arritzaga südlich der reflektierenden Urgo-Apt-Kalkrippe insbesondere auf der gegen Westen blickenden, eingemuldeten Talseite.

b. Deutungsmöglichkeiten

Der Befund läßt zweierlei Schlüsse zu:

1. Entweder sind die Moränen verschieden alt. Dann erlauben sie keine Schlüsse auf das Strahlungsklima einer der Vereisungszeiten, solange nicht einer der beiden mit Sicherheit gleichaltrige Moränen unter anderen Expositionsbedingungen in der Nähe gefunden werden.

2. Oder die Moränen sind gleich alt. Dann muß auch während der Würmeiszeit ein dem heutigen vergleichbares sommerliches Strahlungsklima geherrscht haben, das die Schneegrenze gegenüber der des Barranco de Arritzaga so tief herabdrückte, wie es andernfalls erst eine sommerliche Temperaturabnahme um $4-5^{\circ}$ oder eine Schneeniederschlagszunahme auf das $1\frac{1}{2}$ fache oder eine Kombination von beiden vermocht hätten. Eine Strahlung, die den Gletscherhaushalt so stark beeinflusste, muß eine überwiegend sommerliche gewesen sein. In diesem Fall traf das vormittägliche Bewölkungsmaximum mit der fröhsommerlichen Schneeschmelze zusammen, verzögerte sie empfindlich und drückte die Schneegrenze an Osthängen tiefer herab. Die sommerliche Trockenheit der Atmosphäre spielte dann im Jahresgang der nordspanischen Klimate eine ähnliche Rolle wie heute, und auch die Verteilung des Luftdrucks und der Winde muß dann der heutigen ähnlich gewesen sein. In Übereinstimmung mit KLUTE (1951, S. 278) hält Verf. diese Annahme für die wahrscheinlichere.

Angeführte Schriften

- AHLMANN, H. W.: SON: The Swedish-Norwegian Arctic expedition 1931. Part X: Present glaciation around the Norwegian Sea. - Geogr. Ann. 16, Stockholm 1933. - - Glaciological Research on the North Atlantic coasts. - R. Geogr. Soc., Research Ser. No. 1, London 1948.
- ALIMEN, H., FONTBOTÉ, J. M. & SOLÉ SABARÍS, L.: Livret Guide de l'Excursion N₁: Pyrénées. - 5. Congr. Int. Inqur., Madrid-Barcelonæ 1957.

- BÜDEL, J.: Die Klimazonen des Eiszeitalters. - Eiszeitalter und Gegenwart 1, 16-26, Öhringen 1951.
- - 1953: Abb. S. 320 in WOLDSTEDT 1961.
- BUTZER, K. W.: Quaternary Stratigraphy and Climate in the Near East. - Bonner geogr. Abh. 24, Bonn 1958.
- FLOHN, H.: Allgemeine atmosphärische Zirkulation und Paläoklimatologie. - Geol. Rdsch. 40, 153-178, Stuttgart 1952. - - Studien über die atmosphärische Zirkulation in der letzten Eiszeit. - Erdkunde 7, 266-275, Bonn 1953.
- GERBER, E. K.: Form und Bildung alpiner Talböden. - Geogr. Helv. 14, 117-237, 1959.
- GOMEZ DE LLARENA, J.: ¿ Huellas del glaciario cuaternario en la sierra de Aralar (Guipuzcoa-Navarra)? - Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. 46, 257-262, Madrid 1948. - - Observaciones fisiográficas en el litoral de Guipuzcoa. I. La plataforma de abrasión o "rasa mareal". - Bol. Inst. Español de Oceanografía 101, Madrid 1960.
- HERMES, K.: Die Lage der oberen Waldgrenze in den Gebirgen der Erde und ihr Abstand zur Schneegrenze. - Kölner Geograph. Arbeiten 5, Köln 1955.
- HERNANDEZ-PACHECO, F.: Fisiografía, geología y glaciario cuaternario de las montañas de Reinosa. - Mem. R. Acad. Cienc. exact. fis. y nat. 10, Madrid 1944.
- JÄCKLI, H.: Gegenwartsgeologie des bündnerischen Rheingebiets. Ein Beitrag zur exogenen Dynamik alpiner Gebirgslandschaften. - Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Serie 36, Zürich-Bern 1957.
- KAISER, K.: Klimazeugen des periglazialen Dauerfrostbodens in Mittel- und Westeuropa. - Eiszeitalter und Gegenwart 11, 121-141, Öhringen 1960.
- KLEIN, A.: Die Niederschläge in Europa im Maximum der letzten Eiszeit. - Peterm. Mitt. 97, 98-104, Gotha 1953.
- KLUTE, F.: Rekonstruktion des Klimas der letzten Eiszeit in Mitteleuropa auf Grund morphologischer und pflanzengeographischer Tatsachen. - Geogr. Rdsch. 1949, 121-126. - - Das Klima Europas während des Maximums der Weichsel-Würmeiszeit und die Änderungen bis zur Jetztzeit. - Erdkunde 5, 273-283, Bonn 1951.
- LAMARE, P.: Recherches géologiques dans les Pyrénées basques d'Espagne. - Mém. Soc. géol. France, nouv. sér. XII, 27, Paris 1936.
- LAUTENSACH, H.: Die Niederschlagshöhen auf der iberischen Halbinsel. - Peterm. Mitt. 95, 145-160, Gotha 1951.
- LOTZE, F.: Pleistozäne Vergletscherungen im Ostteil des Kantabrischen Gebirges (Spanien). - Abh. Ak. Wiss. Lit. Mainz, math.-nat. Kl., 1962 Nr. 2, S. 151-169, 10 Abb., 4 Buntdrucktaf., Wiesbaden 1962.
- NUSSBAUM, F. & GIGAX, F.: La glaciación cuaternaria en la Cordillera Cantabrica. - Estud. geogr. 14 (No. 51), 261-270, Madrid 1953.
- OBERMAIER, H.: Estudio de los glaciares de los Picos de Europa. - Trab. Mus. Cienc. Nat. 1914.
- POSER, H.: Dauerfrostboden und Temperaturverhältnisse während der Würm-Eiszeit im nicht vereisten Mittel- und Westeuropa. - Naturwiss. 34, 10-18, 1947. - - Auftautiefe und Frostzerrung im Boden Mitteleuropas während der Würmeiszeit. Naturwiss. 34, 232-238, 262-267, 1947. - - Boden- und Klimaverhältnisse in Mittel- und Westeuropa während der Würmeiszeit. - Erdkunde 2, 53-68, Bonn 1948.
- SCHULTZE, H. J.: Neugriechenland. - Peterm. Mitt., Erg.-H. 233, Gotha 1937.
- TROLL, C.: Die Klimatypen an der Schneegrenze. - Actes 4. Congr. Int. Quaternaire 1953, 820-830, Rom 1956.
- WAGNER, G.: Ein geköpftes Tal im Kantabrischen Gebirge. - „Aus der Heimat“ 68, Öhringen 1960.
- WEBER, H.: Die Oberflächenformen des festen Landes. - Leipzig 1958.
- WEISCHET, W.: Die gegenwärtige Kenntnis vom Klima in Mitteleuropa beim Maximum der letzten Vereisung. - Mitt. geogr. Ges. München 39, 95-116, München 1954.
- WOLDSTEDT, P.: Das Eiszeitalter. Grundlinien einer Geologie des Quartärs. 1. Bd. (3. Aufl.) 1961; 2. Bd. (2. Aufl.) Stuttgart 1958.

Benutzte Tabellenwerke („TW“)

Skandinavien:

1. MOHN, H.: Klima-Tabeller for Norge. - Kristiania 1895.
2. JOHANSSON, O. V.: Die Temperaturveränderung mit der Höhe an der Erdoberfläche in Skandinavien. - Geogr. Ann. 9, 109-132, Stockholm 1927.

Spanien:

3. ALT, E.: Klimakunde von Mittel- und Südeuropa. - Handbuch der Klimatologie, hrsg. v. W. KÖPPEN & R. GEIGER, Bd. III, Teil M, Berlin 1932.
4. Nuevo Atlas de España. Aguilar, Madrid 1961.

Türkei:

5. Ortalama ve Ekstrem Kıymetler. - Meteoroloji Bülteni, Türk. Cumh. Başvekâlet, Ankara 1953.

Welt:

6. Tables of Temperature, Relative Humidity and Precipitation for the World. - Meteorological Office, Air Ministry, London 1958.
7. BÖGEL, R.: Untersuchungen zum Jahresgang des mittleren geographischen Höhengradienten der Lufttemperatur in den verschiedenen Klimagebieten der Erde. - Ber. Dtsch. Wetterdienst 26 (Bd. 4), Bad Kissingen 1956.

Karten:

Topographische Karte von Spanien 1 : 50 000, Blatt 89 Tolosa, 114 Alsasua.

Manusk. eingeg. 27. 10. 1962.

Anschrift des Verf.: Dr. K.-O. Kopp, Institut für Geologie, Technische Hochschule München, Arcisstraße 21.

Zur Frage der Würm-Gliederung durch einen „Mittelwürm-Boden“ im nördlichen Alpenvorland bei Murnau ¹⁾

VON KARLHEINZ KAISER, Berlin

Mit 2 Abbildungen im Text ¹⁾

Zusammenfassung: In dem von Staffel- und Riegsee eingenommenen Murnauer Becken ist eine maximal 70 m mächtige Serie von Eiszeit-Sedimenten erhalten. Ihre Hauptmasse bilden „Würm-Vorrückungsschotter“, diese werden überlagert von einer wechselnd mächtigen Grundmoränen-Decke; den Abschluß bildet ein postglazialer Boden (Parabraunerde). Verbraunungen in hangenden Schotterpartien unter der Grundmoränen-Decke deutet E. C. KRAUS (1955, 1962) als Reste eines fossilen „Mittelwürm-Bodens“ (Tundren-Boden). Nach J. BÜDEL (1962) soll aber hier die ursprüngliche Schotter-Oberfläche der „Würm-Vorrückungsschotter“, auf der allein eine interstadiale Bodenbildung im Sinne von E. C. KRAUS hätte Platz greifen können, nirgends mehr vorhanden sein. Zwar kann man dieser Ansicht nicht vollkommen zustimmen, doch sind andererseits die aufgeschlossenen Profile in der Umgebung des Riegsees kaum geeignet, um beweiskräftige Kriterien für die Existenz eines fossilen „Mittelwürm-Bodens“ zu liefern. Die meist wechselnd breiten, aber nur wenige Dezimeter tiefen, taschenförmigen (Aufschlüsse östlich Froschhausen), seltener auch horizontal durchläufigen (Aufschluß bei Spatzenhausen) Verbraunungen in den hangenden Schotterpartien unterhalb der Grundmoränen-Decke werden gedeutet als Glieder eines voll warmzeitlichen Bodenprofils (Parabraunerde). Die von der Oberfläche ausgehende Herkunft und damit die Zugehörigkeit zum postglazialen Bodenprofil (Parabraunerde) wird durch zahlreiche, röhrenförmige Verbindungskanäle mit deutlicher Verbraunung innerhalb der Grundmoräne angezeigt.

Summary: In the depression of Murnau with its two lakes (Staffel- and Riegsee) a series of glacial sediments up to 70 m thickness is preserved. In the main these are composed of gravels indicating the approach of the Würm glaciation. These deposits are overlain by a groundmoraine of changing thickness. The highest part of the profile is formed by a postglacial soil („Parabraunerde“). E. C. KRAUS (1955, 1962) interpreted such soil formations („Verbraunungen“) in the highest parts of the gravel-section beneath the groundmoraine as remnants of an older land-surface („Inter-Würm-Soil“; Tundra-Soil). According to J. BÜDEL (1962) the original surface of gravel accumulation, where an interstadial formation of soil alone could have occurred (in the sense of E. C. KRAUS), is nowhere preserved. This might be doubtful, however, from the sections exposed around the Riegsee a real prove of the actual existence of a fossile „Inter-Würm-Soil“ is hardly to be expected. Soil formation („Verbraunungen“) within the overlying gravel series beneath the groundmoraine, occurs in irregular thickness, and never exceeds a few decimetres. In general the formations is characterized by pockets (quarries near Froschhausen), but (more seldom) also by extending horizontal bands (quarry near Spatzenhausen). They ought to be interpreted as products of such a

¹⁾ Zugleich ein Bericht über die Exkursion D („Glaziale Landformung und Würm-Gliederung im alpennahen Teil des Ammersee-Stammbeckens bei Murnau“) unter der Leitung von J. BÜDEL, Würzburg, am 28. September 1962 im Anschluß an die Tagung der Deutschen Quartärvereinigung in Nürnberg. Für das Zustandekommen dieser schönen Abschluß-Exkursion gebührt Prof. J. BÜDEL ein besonderer Dank; sie dürfte bestimmt dazu beigetragen haben, die Unstimmigkeiten hinsichtlich der von J. BÜDEL und E. C. KRAUS gegenteilig vertretenen Auffassungen über die Würm-Gliederung in der Murnauer Glaziallandschaft rasch vergessen zu lassen. Zwar war man sich innerhalb eines so erfreulich großen Teilnehmerkreises von sachkritischen in- und ausländischen Quartärforschern durchaus bewußt, daß einerseits die vorgeführten Profile vielleicht nicht ausreichen, um sich grundsätzlich zu dieser oder jener Auffassung zu bekennen, und daß andererseits die Verhältnisse in der Murnauer Glaziallandschaft keinesfalls zu einer über diesen Raum hinausgehenden Verallgemeinerung berechtigen, daß aber im Hinblick auf das hier speziell Gesehene eine auch zu den sachlichen Kontroversen weitestgehend eindeutige Stellungnahme eingenommen werden könne.

Die beiden Abbildungen wurden dem hektographierten Exkursionsführer von J. BÜDEL entnommen (letztere von J. BÜDEL inzwischen ergänzt); für die Erlaubnis ihrer Verwendung sei Prof. J. BÜDEL herzlich gedankt. Hinsichtlich der nachfolgend im Text angeführten Literatur sei auf die Zusammenstellungen der in den Aufsätzen von J. BÜDEL und E. C. KRAUS (Eiszeitalter und Gegenwart 13, 1962) zitierten Arbeiten verwiesen.

warm climate as to produce „Parabraunerde“. The connection with the actual surface and consequently with the postglacial soil section („Parabraunerde“) is indicated by numerous small channels (occasionally roof-pipes) having a distinct brown colour and penetrating the groundmorainal deposits.

Resumé: Dans le bassin de Murnau, occupé par le Staffel- et Riegsee, c'est conservée une série de sédiments glaciaires d'une puissance jusqu'à 70 m. Leur masse principale est formée par des cailloutis würmiens, indiquant la phase d'avancement. Au-dessous de ceux on constate une couverture de moraine d'une puissance changeante, sur laquelle on observe un sol postglacial („Parabraunerde“). E. C. KRAUS (1955, 1962) interprète les parties lessivées dans les cailloutis au-dessous de la moraine comme des restes d'un sol fossile du „Würmien moyen“ (sol de toundra). D'après J. BÜDEL (1962) la surface originale d'accumulation des cailloutis würmiens, sur laquelle avait été possible exclusivement une formation du sol au sens de E. C. KRAUS, n'existe plus. C'est vrai qu'on ne peut pas accepter cette opinion de J. BÜDEL complètement, néanmoins d'autre part les trouvailles aux environs du Riegsee ne permettent pas de prouver l'existence d'un sol de „Würmien moyen“. Les parties lessivées, de puissances variantes, montrent une profondeur de quelques décimètres seulement (trouvailles de Froschhausen) ou — plus rarement — représentent une bande horizontale à continuation dans les cailloutis supérieurs au-dessous de la moraine (trouvailles de Spatzenhäuser). Elles sont pertinentes à un profil du sol („Parabraunerde“) complètement correspondent à un temps chaud. L'origine dès la surface et par conséquent l'appartenance au profil postglacial du sol („Parabraunerde“) est indiquée par des nombreux canaux de communication en forme de tube dans la moraine avec un lessivement distinct.

Die zur Eisstromrichtung querliegende, beckenförmige Murnauer Glaziallandschaft als der alpennahe Teil des Ammersee-Stammbeckens wird durch die hier teilweise über 800 m aufragenden Molasse-Rippen der Murnauer Längsmulde eingegrenzt, deren Südflügel von der Loisach nach Osten umflossen wird. Nur so ist es verständlich, daß sich in dem von Staffel- und Riegsee eingenommenen Becken eine maximal 70 m mächtige Serie von Eiszeitsedimenten, insbesondere „Würm-Vorrückungsschotter“, erhalten konnte. Nach J. BÜDEL (1962) fand der Loisach-Gletscher an der

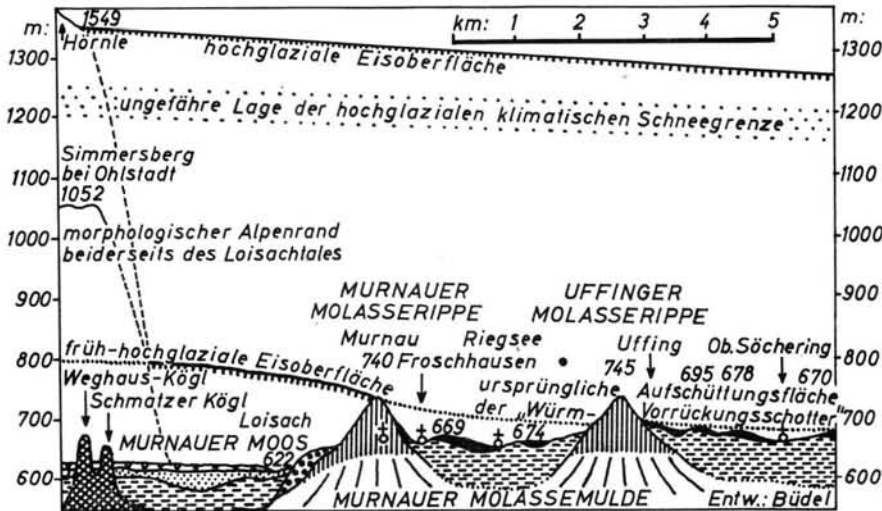


Abb. 1. Profil vom Alpenrand bei Ohlstadt durch das Murnauer Pleistozän bis in die Gegend von Ober-Söchering.

(v-Signaturen = Holozän der verlandeten Seen im Murnauer Moos; feine Punktierung = spät-bis postglaziale Terrassenabsätze, „Rückzugs-Schotter“; schwarze = hochglaziale Grundmoräne des Ammersee-Gletschers; horizontale Strichelung = früh- bis hochglaziale Terrassenabsätze, „Würm-Vorrückungsschotter“; dicke Punktierung = Schotter mit eingelagertem Reiß/Würm-Interglazial südlich der Murnauer Molasse-Rippe; senkrechte Schraffierung = steilgestellte Tertiärgesteine der Murnauer und Uffinger Molasse-Rippe; Schrägkreuz-Schraffierung = Flysch-Gesteine, vorwiegend Quarzite, des Alpenrandes bei Ohlstadt. Entwurf: J. BÜDEL, vgl. hierzu auch Fußnote 1 und 6).

Wende Früh-/Mittel-Würm bei Murnau an der südlichen Molasse-Rippe in einer Höhe von 740 m einen längeren Halt (vgl. Abb. 1), währenddessen die vorgelagerte und schon vorher ausgetiefte Molasse-Mulde hier bis zu jener Höhe, sich aber schwemmfächerartig gegen die nördliche Molasse-Rippe bei Uffing hin bis auf ca. 700 m abdachend, aufgeschottert wurde. Im Hochglazial soll dann der mächtig anschwellende Loisach-Gletscher über beide Molasse-Rippen hinweg bis weit in das nördliche Ammersee-Vorland hinaus vorgestoßen sein, wobei die lockeren Schotter wieder tief ausgeschürft worden wären; so im Gebiet des Staffel- und Riegees bis nahe an 600 m hinab, selbst in den höchsten erhaltenen Vorkommen bei Murnau und östlich Froschhausen in 670 bis 700 m jedoch noch um mehr als 40 m (vgl. Abb. 1). Zu dem Zeitpunkt der größten Gletscherausdehnung im Würm-Hochglazial soll sich die Eisoberfläche der Murnauer Gegend in Höhen zwischen 1300 und 1350 m befunden, also stellenweise hier noch Mächtigkeiten bis über 700 m erreicht haben. Da die hochglaziale Schneegrenze in diesem Raum bei 1150 bis 1250 m veranschlagt wird (vgl. Abb. 1), wäre somit dieser Bereich ins Nährgebiet der Alpenvereisung gerückt. Nach J. BÜDEL (1962) ist demnach die ursprüngliche Aufschüttungsfläche der „Würm-Vorrückungsschotter“, auf der allein eine interstadiale Bodenbildung im Sinne von E. C. KRAUS (1955, 1962) hätte Platz greifen können, hier nirgends mehr erhalten, da sie während des hochglazialen Eisvorstoßes vollkommen zu einer drumförmigen Hügellandschaft abgetragen worden sei. Über diese Abtragungslandschaft wäre dann lediglich noch im späteren Hochglazial ein Moränenschleier ausgebreitet worden. Diese Grundmoränen-Decke ist nur an den Eisleeseiten noch zusammenhängend erhalten und hier bis zu einigen Metern, maximal 15 m, mächtig. An den Eisluvseiten, wo E. C. KRAUS (1955, 1962) vornehmlich jenen Interstadial-Boden zu finden glaubte, ist diese Grundmoränen-Bedeckung wesentlich geringmächtiger, durchschnittlich ca. 50 cm, oder aber sie fehlt ganz (vgl. Abb. 1).

Zweifellos stützen sich die Überlegungen und Angaben von J. BÜDEL auf gründliche Orts- und Sachkenntnisse. Ist aber die für das Murnauer Gebiet rekonstruierte hochglaziale Eisstromhöhe nicht doch etwas zu hoch gegriffen? A. PENCK & E. BRÜCKNER (1909) geben hier für den Alpenrand südlich der Murnauer Molasse-Rippe nur 1100 bis 1200 m an. Andererseits war aber der 988 m hohe Peißenberg noch weit nördlich der Uffinger Molasse-Rippe während des Würm-Hochstandes zweifellos vom Eise überdeckt. Die Frage nach der Eisstromhöhe ist aber nicht sicher zu beantworten, da nicht zu entscheiden ist, ob sich der Loisach-Gletscher vom Alpenrande bis zum äußeren Rand nördlich des Ammersees kontinuierlich abdachte, oder aber ob er in Form von Gletscher-Brüchen unmittelbar am Alpenrand bereits auf eine Höhe von 1100 bis 1200 m abfiel. Ist ferner dieses vom äußeren Eisrand nördlich des Ammersees nur ca. 50 km entfernte Gebiet jemals überhaupt in den Nährbereich des riesigen und an das von den Zentralalpen ausgehende Eisstromnetz angeschlossenen Loisach-Gletschers gerückt? Bei den hier von J. BÜDEL angenommenen Eismächtigkeiten von durchschnittlich 600 bis 650 m müßten dann doch in den lockeren „Würm-Vorrückungsschottern“ kräftigere eistektonische Stauchungen zu erwarten sein.

Ob nicht schließlich doch auch grundsätzlich die Möglichkeit der Ausbildung und Erhaltung von „Innerwürm-Böden“ im Murnauer Gebiet bestand? So dürfte der Vorstoß des Alpen-Eises vom Beginn des Frühwürms bis zum Maximalstand während des Hochglazials und auch dessen Rückzug bis zum Ende des Spätglazials kaum ein so einförmiger und kontinuierlicher Vorgang sein, wie das u. a. J. BÜDEL annimmt. Beispielsweise kennen wir ja aus niederländischen, norddeutschen und dänischen Profilen die Existenz von teilweise kräftigen Klimaschwankungen im Früh-, Mittel- und Spätwürm, was sich auch in der Gletscherbewegung ausgewirkt haben muß. So kann auch das Alpeneis bis zum Zeitpunkt des Hauptvorstoßes und während des Rückzuges auf der Nordseite der Alpen mehrere Male und durchaus teilweise weit über den Alpenrand hinaus vorgestoßen sein und sich

dann nachher (bzw. vorher) wieder tief bis in die Alpentäler hinein zurückgezogen haben²). Dafür gibt es im weiten Umkreis der Alpen zahlreiche Belege (vgl. u. a. die diesbezüglichen Ausführungen in R. VON KLEBELSBERG 1949 und P. WOLDSTEDT 1958); so scheint sich beispielsweise im Rheingletscher- (u. a. C. RATHJENS 1951) und Aaregletscher-Gebiet (P. BECK 1939, u. a. „Spiezer Schwankung“) eine deutliche Untergliederung der Würm-Eiszeit abzuzeichnen. Doch bedarf es sicherlich einer für den gesamten Umkreis der Alpen gültigen Sicherstellung einer detaillierten Würm-Gliederung, wie sie im nord-europäischen Vereisungsgebiet Gültigkeit besitzt, noch mancher Untersuchungen.

Jedenfalls kann aus dem zuvor Gesagten der Schluß gezogen werden, daß in der Murnauer Glaziallandschaft grundsätzlich wohl doch die Möglichkeit der Ausbildung und Erhaltung von „Innerwürm-Böden“ bestand. Einmal ist die Akkumulation der „Würm-Vorrückungsschotter“ durchaus nicht als stetiger (ununterbrochener) Vorgang anzusehen, was durch begrabene alte Landoberflächen zu belegen ist³). Dann ist m. E. kein zwingender Beweis dafür erbracht, daß selbst im Eisvorstoß der Murnauer Molasse-Rippe, also am Südflügel der Murnauer Mulde, ein nach J. BÜDEL noch ca. 40 m betragender Ausschurf der Murnauer Schotter während des Hauptvorstoßes erfolgt ist. Zumindest jedoch könnten die hohen Schotter-Oberkanten östlich Froschhausen, wo sicherlich die Eisstromhöhe z. Zt. des Murnauer Haltes geringer war als in der engeren Gletscherpforten-Region bei Murnau, teilweise sehr wohl noch die alte Schotteroberfläche darstellen. Auch brauchen die bis zu 700 m aufragenden Schottervorkommen nördlich der Uffinger Molasse-Rippe eine Rekonstruktion der alten Schotteroberfläche im Sinne von BÜDEL für den Bereich der Murnauer Mulde und die darauf beruhenden Schlüsse über den Umfang der glazialen Abtragung nicht unbedingt zu rechtfertigen. Sie können nämlich vielleicht einem jüngeren und etwas höheren Schotter-Schwemmfächer entsprechen, der einem späteren Eishalt an der Uffinger Molasse-Rippe mit entsprechend höherem Niveau zuzuordnen ist, was keinesfalls der Auffassung eines einheitlichen und ungegliederten Hauptvorstoßes widersprechen würde.

Andererseits ist es vielleicht aber auch garnicht notwendig anzunehmen, daß der Gletscher während seines Hauptvorstoßes hier eine schwemmfächerartige, nahezu ebene Aufschüttungsfläche vorgefunden hätte, sondern ein bereits wieder teilweise zerschnittenes

2) Freilich hat sich weder die Auffassung einer „Laufen-Schwankung“ zwischen Früh- und Hauptwürm (A. PENCK & E. BRÜCKNER 1909) oder von überfahrenen „Würm I-Moränen“ im Sinne von B. EBERL (u. a. 1930) und J. KNAUER (zuletzt 1937), noch die einer späthochglazialen „Achen-Schwankung“ mit nachfolgendem „Bühl-Vorstoß“ (Endmoränen bis in die Weilheimer Gegend; A. PENCK & E. BRÜCKNER 1909) aufrecht erhalten lassen. Viel mehr Wahrscheinlichkeit hat demgegenüber schon die bereits von A. PENCK (1882, besonders 1921) betonte und besonders von C. TROLL (1925, 1931, 1936, 1937) und J. BÜDEL (1936, 1950) vor allem im Loisach-Isar-Inn-Gletscherbereich begründete Auffassung eines (von den Gletscher-Halten abgesehen) einheitlichen und ungegliederten Vorstoßes und Rückzuges der Gletscher in der Würm-Eiszeit, was jedoch — streng genommen — nur für das „Post-Paudorf“-zeitliche „Pleniglazial B“ im Sinne von W. H. ZAGWIJN (1961) Gültigkeit besitzt.

3) Zumindest eine begrabene alte Landoberfläche liegt im aus „Würm-Vorrückungsschottern“ gebildeten Kern des Drumlins von Hörmating im Innegletscher-Bereich vor (vgl. E. EBERS 1960 und K. BRUNNACKER 1962). Nach E. EBERS ist hier der gesamte Schotterkomplex sogar durch zwei zeitlich zu trennende Bodenbildungen zu gliedern („kaffeebraune Bodenbildung“ im unteren Teil der Schotter, „krebelfarbene Bodenbildung“ im hangenden Teil der Schotter unter der Grundmoräne). Stützend auf gewichtige stratigraphische Argumente und zwei C¹⁴-Datierungen (die sich allerdings widersprechen) wird erstere an die Grenze Früh-/Mittel-Würm („Göttweiger Bodenbildung“ im Sinne von H. GROSS 1960) gestellt, letztere als „Innerwürm-Boden“ im Sinne von E. C. KRAUS (1955; Paudorfer Verlehmung?) aufgefaßt. Nach K. BRUNNACKER liegt hier jedoch nur eine Bodenbildung vor, die er nach pedologischen Gesichtspunkten in das letzte Interglazial zu stellen müssen glaubt, was allerdings zur Folge hätte, daß der mächtige basale Schotterkomplex ins Riß zu stellen wäre, wobei der Begriff „Würm-Vorrückungsschotter“ zumindest hier seine Berechtigung verlieren würde.

und schwach abgetragenes Relief. Mögliche Reste einer solchen Landoberfläche (mit Bodenbildungen) hätten sich dann zweifellos teilweise unter dem Niveau der dann älteren schwemmfächerartigen Schotteroberfläche im Sinne von J. BÜDEL ausbilden und erhalten können. Ferner ist auch m. E. kein zwingender Beweis dafür erbracht, daß die Grundmoränen-Schleier über dem „Würm-Vorrückungsschotter“ des Murnauer Raumes insgesamt dem Würm-Hochstand entsprechen, sondern vielleicht auch teilweise einem späteren, möglicherweise davon durch eine Interstadial-Schwankung zu trennendem Gletscherstand noch nördlich der Murnauer Mulde zuzuordnen sind (Ammersee-Stadium). Auch daraus ließe sich die Möglichkeit einer an eine stärker reliefierte Geländeroberfläche geknüpfte Bodenbildung im Sinne (allerdings nicht im gleichen Zeitsinne) von E. C. KRAUS herleiten. Freilich lassen sich die in diesem Absatz angeführten Argumente nicht durch entsprechende Ergebnisse der Feldforschung belegen. Dennoch müssen sie bei einer derartigen Betrachtung mit diskutiert werden, zumal wir nicht immer wissen, ob die „Vorrückungs- und Rückzugshalte“ der Gletscher hier wirklich nur Halte oder aber Stadien mit nachfolgendem, bzw. vorausgehendem Eisrückzug sind.

Die vorstehenden Ausführungen können wohl derart zusammengefaßt werden, daß grundsätzlich die Möglichkeit der Ausbildung und Erhaltung von „Innerwürm-Böden“ im Murnauer Raume bestand. Doch sollen diese kritischen Bemerkungen zur Ansicht von J. BÜDEL nun keinesfalls den Eindruck erwecken, als ob damit die Würm-Gliederung im Sinne von E. C. KRAUS (1962) gerechtfertigt sei. Gerade die in den Aufschlüssen 900 m und 2 km östlich Froschhausen, sowie nördlich von der Ortschaft Riegsee gezeigten Profile, auf die ja E. C. KRAUS im wesentlichen seine Würm-Gliederung stützt, sind wohl kaum geeignet, die Ansicht von J. BÜDEL zu widerlegen. Alle Profile dieser drei Aufschlüsse zeigen einen völlig gleichartigen Aufbau (vgl. Abb. 2). Im Liegenden finden sich mächtige „W ü r m - V o r r ü c k s c h o t t e r“ (Murnauer Schotter), die sich überwiegend aus kalkalpinem Material zusammensetzen. Nach J. BÜDEL (1962) beträgt der Kristallin-Anteil zwischen 3 und 8%, vom Liegenden zum Hangenden ansteigend, entsprechend dem laufend höheren Anteil zentralalpiner Eises des langsam vorrückenden, aber am Kessel des heutigen Murnauer Mooses sich stauenden Loisach-Gletschers. Diese Schotter sind in oberen Lagen durchschnittlich bis zu einer Tiefe von 2 m eistektonisch gestaucht worden (z. B. im Aufschluß 900 m östlich Froschhausen; vgl. Abb. 2, Ostteil). Gelegentlich durchsetzen derartige eistektonische Scherflächen mit verschleppten Sand- und Kiesschnüren sogar die hangende G r u n d m o r ä n e (z. B. im Aufschluß 900 m östlich Froschhausen; vgl. Abb. 2, Ostteil). Im allgemeinen ist jedoch eine \pm horizontale, die im Hangenden verstauchten Schotter diskordant abschneidende Auflagerungsfläche gewahrt, über der die stark tonige und für Wasser schwer durchlässige Grundmoräne folgt (vgl. Abb. 2, Westteil). Diese ist durchschnittlich 50 cm mächtig (Aufschlüsse östlich Froschhausen), kann in Einzelfällen jedoch über 2 m anschwellen (Aufschluß nördlich der Ortschaft Riegsee), andererseits aber auch nur wenige Dezimeter betragen (Aufschluß bei Spatzhausen). Sie enthält bis zu 30% Kristallin-Gerölle und zahlreiche gekritzte Geschiebe. Das Profil wird schließlich abgeschlossen von einer durchschnittlich 50 cm mächtigen, postglazialen B o d e n b i l d u n g. Soweit diese nicht durch jüngere erosive Vorgänge stärker gestört und nahezu unkenntlich geworden ist, stellt sie eine typische Parabraunerde dar, d. h. einen braunerdeartigen Boden mit starker Durchwaschung und Wanderungstendenz von Ton- und Eisenverbindungen aus dem Oberboden (A-Horizont) in den Unterboden (B-Horizont).

Allerorts ist die Grundmoräne — stärker bei etwa \pm 50 cm Mächtigkeit (und ebenso bei noch geringeren Mächtigkeiten), aber kaum noch bei einer Mächtigkeit von über 1 m — von \pm senkrechten, röhrenförmigen Kanälen mit deutlicher Verbraunung durchsetzt, worin sich nicht selten verwitterte Wurzelreste finden (vgl. Abb. 2). Sie leiten zu den unter der Grundmoräne in den oberen Partien des liegen-

den Murnauer Schotter folgenden, wechselnd breiten, aber meist nur geringmächtigen „Bodentaschen“ über. Diese „Bodentaschen“ folgen bei ungestörter Schichtenlagerung der Schotter der Grundmoränen-Unterkante ± horizontal (vgl. Abb. 2, Westteil); bei eistektonisch gestörter Schichtenlagerung in hangenden Schotterpartien (Aufschluß 900 m östlich Froshausen; vgl. Abb. 2, Ostteil) jedoch zusätzlich schräg abwärts verlaufenden Diskontinuitätsflächen. Diese den Scherflächen schräg abwärts folgenden „Bodenschlieren“ mit wechselnd kräftiger Verbraunung sind zumeist an die nach Körnung und Porenvolumen wechselnden Schichtgrenzen geknüpft und oft bis über 2 m Tiefe hinaus zu beobachten⁴⁾. Es besteht wohl kein Zweifel, daß sowohl die „Bodentaschen“ als auch die „Bodenschlieren“ von brauner oder dunkelschokoladenbrauner Färbung Glieder eines voll warmzeitlichen Bodenprofiles sind und zwar bei ihrer von der Oberfläche ausgehenden Herkunft eindeutig des postglazialen. Schrittmacher für den Vorgang der röhren- (Grundmoräne), taschen- (unterhalb der Grundmoränen-Auflagerungsfläche) und schlierenförmig (obere Schotterpartien) bis zu mehreren Metern Tiefe unregelmäßig ausgeweiteten holozänen Bodenbildung sind hier somit die Pfahlwurzeln bestimmter Waldbäume und verschiedene Diskontinuitätsflächen, denen bevorzugt das Sickerwasser und dann die Bodenbildung folgen konnte. Umgekehrt kann natürlich entlang solcher Leitbahnen auch das Grundwasser von unten her in den eigentlichen Bodenbildungsbereich leichter eintreten. Wo die Grundmoränen-Decke mächtiger wird, stellen sich derartige Erscheinungen seltener ein oder fehlen ganz (Aufschluß

4) Nach einer Diskussionsbemerkung von K. BRUNNACKER können hier neben Wurzelröhren und derartigen Scherflächen aber auch Trockenrisse und vielleicht sogar Frostspalten des Spätglazials als Leitbahnen fungieren, entlang denen dieses tonige und kräftig braun gefärbte Material in die Tiefe wandert. Ferner soll es hier nach K. BRUNNACKER Lokalitäten geben, die allerdings nicht auf der Exkursion besucht wurden, wo nur das Eisen im reduzierten Zustand durchwaschen und an der Grenzfläche zum grobporigen Schotter unter der Grundmoräne wieder oxydiert und damit ausgefällt wurde.

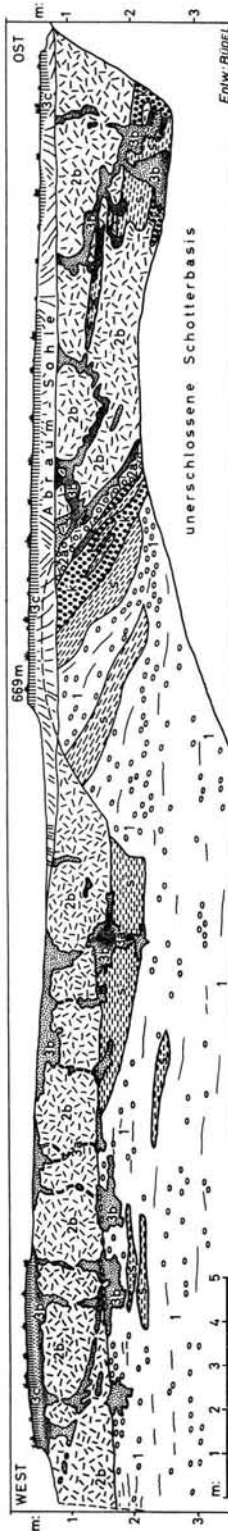


Abb. 2. Holozäne Bodenbildung in Ablagerungen der Würm-Eiszeit östlich vom Riegsee/Murnauer Mulde.

(3 = holozäne Parabraunerde; c = A₁-Horizont; b = (B)-Horizont mit reicher Taschenbildung längs der Diskontinuitätsflächen in der würmeiszeitlichen Sedimentfolge; Schichtfugen, eistektonische Scherflächen, Sand- und Feinkieslinsen; die Dichte der Punkte zeigt den Grad der Dunkel-färbung an; a = Wurzelgänge, teilweise mit verwitterten Baumwurzeln, als Wegbereiter der „Bodentaschen“, 2 = würm hochglazialer Geschiebemergel; b = eigentliche Grundmoräne mit bis über 30% Kristallingschieben; a = schotterreiche Grundmoräne, d. h. von eistektonischen Scherflächen begrenzte Mischzone zwischen 1 und 2a. 1 = früh- bis hochglazialer „Würm-Vorrückungsschotter“, s = Sandlinse, k = Feinkieslinse in der Grundmoräne oder dem Schotter. Aufschluß: 900 m östlich Froshausen; aufgenommen am 22. 3. 1962 mit Ergänzungen am 8. 7. 1962 und am 15. 10. 1962 von J. BÜDEL, vgl. hierzu auch Fußnote 1 und 6).

nördlich der Ortschaft Riegsee). Neben diesen sicherlich echten Bodenbildungs-Phänomenen finden sich aber gelegentlich auch im Gesamtprofil der Murnauer Schotter an Schichtgrenzen, besonders aber an Sandlinsen geknüpfte „Verbraunungen“. Diese sind wohl kaum als fossile Bodenbildungen zu deuten, sondern stellen Ausfällungszonen dar, die alte Grundwasserstände markieren⁵⁾. Für die Existenz eines „Mittelwürm-Bodens“ (Tundren-Boden) im Sinne von E. C. KRAUS (1962) liegen somit, zumindest in diesen Aufschlüssen, keine beweiskräftigen Kriterien vor.

Auf Veranlassung von I. SCHAEFER, München, wurde anschließend noch eine Kiesgrube südlich der Straße von Spatzenhäusern nach Eglfing (1 km WNW Spatzenhäusern) besucht, die anscheinend weder E. C. KRAUS noch J. BÜDEL bekannt war. Auch hier findet man die gleiche Schichtenfolge aufgeschlossen wie in den Kiesgruben östlich des Riegsees, lediglich ist hier die Mächtigkeit der Grundmoränen-Decke mit durchschnittlich 30 cm geringer. Scheinbar grundsätzlich anders gegenüber den Aufschlüssen östlich des Riegsees läßt sich hier jedoch eine ca. 20 cm mächtige Verbraunungszone („Braunerde-Basis“) durchlaufend und gleichermaßen kräftig gefärbt in den hangenden Lagen der hier kaum eistektonisch gestörten Murnauer Schotter unter der Grundmoränen-Decke auf eine Entfernung von ca. 15 m verfolgen. Allerdings steht auch diese Bodenbildung durch zahlreiche, \pm vertikale, braun gefärbte „Röhren“ (Wurzelgänge, Kapillare etc.) in der Grundmoräne mit der hangenden postglazialen Braunerde in Verbindung. Daraus schließen u. a. J. BÜDEL und K. BRUNNACKER⁶⁾ auf völlige Gleichartigkeit und Gleichzeitigkeit der Bodenausbildung zu den Profilen in den Aufschlüssen östlich des Riegsees. Andere Exkursions-Teilnehmer, darunter E. EBERS und I. SCHAEFER, sind hingegen der Ansicht, daß die „Braunerde-Basis“ (Verbraunungszone) unter der Grundmoräne als fossiler Boden im Sinne von E. C. KRAUS aufzufassen sei, deren Ausbildung I. SCHAEFER allerdings einem spätglazialen Interstadial, möglicherweise der Alleröd-Schwankung, zuordnen möchte, was aber im Hinblick auf die

5) Eine allgemein verbindliche Deutung kann man hier somit nicht immer geben; vielfach muß man auch eine Komplexwirkung mit in den Kreis der Betrachtung stellen, wobei einmal dieser und einmal jener Vorgang dominiert.

6) K. BRUNNACKER hat dazu bemerkt, daß eine derartige Tondurchwaschung (Lessivierung) nach vorangegangener Entkalkung teilweise bereits im ausgehenden Spätglazial möglich gewesen sei. Wenn aber dann als Untergrenze der Durchwaschung ein Grundwasserspiegel (was hier jedoch sicherlich nicht angenommen werden kann) oder ein Dauerfrostboden (namentlich dessen sich wechselnd ändernde Oberfläche gegen die sommerliche Auftauschicht) vorhanden ist, dann könnte es zu einer solchen flächigen Braunfärbung an der Schotterobergrenze unter der Grundmoräne kommen. Würde hier aber ein eigenständiger Bodenrest im Sinne von E. C. KRAUS vorliegen, dann müßte entweder der oberste Teil des Murnauer Schotters in Frostscherben zerlegt sein oder aber es müßte eine echte, im wesentlichen chemische Schotterverwitterung wahrzunehmen sein. Davon kann aber nicht die Rede sein. Es handelt sich vielmehr nur um eine Umrundung der Gerölle, und nur solche aus labilem Material, wie z. B. aus Dolomit, sind z. T. „vermorscht“. Diese „Vermorschung“ bestimmter Gerölle kann komit kein Beweis für eine Eigenständigkeit jener Bodenbildung unter der Grundmoräne sein.

Das Profil im Aufschluß bei Spatzenhäusern, das offenbar beiden Parteien unbekannt war und somit völlig unvorbereitet — insbesondere den Exkursionsleiter — zu einer klaren Stellungnahme zwang, hat J. BÜDEL nach der Exkursion noch einmal aufgraben lassen und gründlich untersucht. Dabei stellten sich unter dem ersten „Unterboden“ in bis zu fast 2 m tieferen Schotterpartien noch weitere Bodenreste ein, die durch Verwitterungsstränge (nicht selten darin Wurzelreste) miteinander verbunden waren, was nach J. BÜDEL auf eine völlig gleichartige Ausbildung zu den Profilen östlich des Riegsees schließen läßt. Detaillierte Ergebnisse (einschließlich der von mir aus dem Exkursionsführer übernommenen Abbildungen) werden demnächst von J. BÜDEL unter dem Titel „Die Vorrückungsphasen des wärmeiszeitlichen Ammersee-Gletschers im Alpenvorland bei Murnau (Südbayern)“ in „Erdkunde, H. 1/2, Bonn 1963“ veröffentlicht. Es erübrigt sich somit, sowohl auf die ausführlichen Diskussions-Bemerkungen zum Spatzenhäuserer Profil seitens Prof. J. BÜDEL als auch auf die Einzelheiten der Ergebnisse seiner dortigen verdienstvollen Nachuntersuchungen einzugehen.

Grundmoränen-Überdeckung abwegig erscheint, da die Alpengletscher im Spätglazial, insbesondere der Jüngeren Dryas-Zeit („Schlußvereisung“) kaum noch dieses Gebiet überfahren haben dürften. Der größte Teil der Exkursionsteilnehmer, darunter u. a. J. DE JONG und H. WORTMANN, wollte sich hinsichtlich der Ausdeutung dieses Bodenprofils nicht näher festlegen, da einerseits doch die Möglichkeit einer Zweischichtigkeit und Zweizeitigkeit des Spatzenhausener Bodenprofils auf Grund der Durchläufigkeit und Gleichartigkeit der Verbraunungszone („Braunerde-Basis“) unter der Grundmoräne wohl zunächst ohne exakte Prüfung nicht zu verneinen sei, andererseits wäre aber auch wohl in Übereinstimmung zu den Profilen östlich des Riegsees eine Verbindung zu dem Boden über der Grundmoräne unverkennbar, zumal vom bodenkundlichen Standpunkt aus kaum einzusehen ist, daß hier ein „Mittelwürm-Boden“ (Tundren-Boden) im Sinne von E. C. KRAUS als Braunerde ausgebildet worden sei, der ja doch durchwegs ein an ein feucht-temperiertes Klima geknüpfter Waldboden sein würde. Sicherlich ist somit auch das Spatzenhausener Profil wenig geeignet, um einen eindeutigen Beweis für die Existenz eines „Mittelwürm-Bodens“ (Tundren-Boden) im Sinne von E. C. KRAUS zu erbringen.

Somit scheint klar herauszukommen, daß an den besprochenen Lokalitäten ein „Innerwürm-Boden“ im Sinne von E. C. KRAUS nicht vorhanden ist. Demnach kann es für den Bereich der Murnauer Mulde nicht als erwiesen gelten (und ebensowenig wohl für die weitere Umgebung, wenn man von der umstrittenen Zeitstellung des „kreisfarbenen Bodens“ im Hörmatinger Profil im Sinne von E. EBERS 1960 — vgl. dazu K. BRUNNACKER 1962 — absieht), daß hier die Würm-Ablagerungen und damit auch die Vereisungskurve dieses Gebiets durch eine frühhochglaziale (Paudorf, an der Wende Pleniglazial A/B), bzw. späthochglaziale („Spiezer Schwankung“; vgl. P. BECK 1939) Interstadial-Schwankung zu gliedern ist. (Beide Zeitintervalle wären für den „Innerwürm-Boden“ im Sinne von E. C. KRAUS vertretbar gewesen.) Das darf aber nicht zu der Folgerung verleiten, daß es Interstadial-Schwankungen im gleichen Zeitsinne überhaupt nicht gäbe; ihre Existenz ist — zumindest was die Paudorfer Schwankung anbelangt — an vielen Punkten pedologisch (Lößprofile) und palynologisch (Moorprofile) einwandfrei nachgewiesen.

Manusk. eingeg. 25. 2. 1963.

Anschrift des Verf.: Privatdozent Dr. Karlheinz Kaiser, Geogr. Inst. der Freien Universität, 1 Berlin-Steglitz, Grunewaldstraße 35.

Pleistozäne Dünensande in der Tschechoslowakischen Sozialistischen Republik

Von J. PELIŠEK, Brünn

Zusammenfassung: Die Dünensande auf dem Gebiete der ČSSR sind in verschiedenen großen Inseln, im Böhmischem Massiv und im Karpathenbereiche, in Seehöhen von 100—400 m verbreitet. Ihre Mächtigkeit beträgt meistens 2—10 m, stellenweise bis 30 m. Morphologisch betrachtet, bilden sie verschiedenartige Hügel und Dünen. Der Größe ihrer Körner nach bilden sie 3 Varietäten, wobei die Dünensande mit einem Korndurchmesser von 0,25—0,50 mm am meisten verbreitet sind (50—70%). In petrographischer Hinsicht überwiegt der Quarzgehalt; im Böhmischem Massiv sind sie karbonatfrei, im Karpathengebiet jedoch karbonathaltig (10—25% CaCO_3). Die Entstehung der Dünensande erfolgte hauptsächlich durch Auswehung aus den Pleistozänterrassen und aus den verwitterten Gesteinen der tertiären Sedimente und aus Sandsteinen der oberen Kreideformation. Sie sind von verschiedenem pleistozänen Alter (überwiegend Riß und Würm). Sie wurden überwiegend durch Winde einer Stärke von 3—9 m transportiert.

Résumé: Les sables éoliens du pleistocène de la Tchécoslovaquie. On trouve des sables éoliens dans la région de la Tchécoslovaquie en forme d'îles d'étendue différente dans le massif de Bohême et dans la région carpathique à une hauteur de 100—400 m. Leur puissance est en grande partie de 2-10 mètres, par endroits même de 30 m. Au point de vue morphologique ils forment des collines en formes différentes, des dunes et même des formes dites de barchan, tandis que de point de vue granulométrique on peut distinguer 3 variétés, dont la plus répandue forment les sables éoliens, composés dans la plupart (50—70%) des grains de moyen diamètre de 0,25 à 0,50 mm. Le degré d'assortiment même que le degré de l'arrondissement eux aussi sont très bien développés. Au point de vue pétrographique les sables se composent en majeure partie de quartz. Dans le massif de Bohême les sables éoliens ne contiennent d'aucuns carbonates, dans la région carpathique par contre leur contenu en CaCO_3 égale 10 à 25%. Les sables éoliens ont été formés surtout par l'activité des vents qui les ont emportés de terrasses pleistocènes et de masses de roches décomposées de sédiments appartenants à la formation tertiaire et de grès crétacés superficiels. Ils sont d'âge différent de pleistocène et se formèrent par la plupart pendant le Riss et le Würm de la période glaciaire. Pendant le Holocène ils ont été par endroits déplacé et cela par des vents d'une vitesse de 3 à 9 m. Les gisements de sables éoliens avec les couches inférieures sur les terrasses sablonneuses et de pierraille Würm sous la plaine alluviale des rivières (l'Elbe, la March, la Thaya, le Danube etc), de même que leur couverture partielle par de sédiments fluviaux témoigne d'un abaissement continu de ces territoires dans la région de l'Europe Centrale.

Summary: The pleistocene aeolian sands of Czechoslovakia. The aeolian sands on the territory of Czechoslovakia are spread as islands of different dimensions in the so-called massif of Bohemia and in the Carpathian region in the altitude of 100—400 m above the sea-level. For the most part they are 2—10 m thick in places till 30 m. Morphologically they form little hills of different shapes, sand dunes as well as the so-called barchan forms. Granulometrically, there may be distinguished 3 varieties, the most frequent of which are the aeolian sands consisting for the most part (50—70%) of grains of 0.25—0.50 mm size. The level of assortment and of the rounding off of the sand grains are advanced too. Petrographically these sands consist mostly of quartz. In the massif of Bohemia the aeolian sands don't contain any carbonates, whereas in the Carpathian region they have a contenance of about 10—25% CaCO_3 . These sands were developed mainly by blowing out from the Pleistocene terraces and weathered Tertiary deposits and from the upper Cretaceous sandstones. They are of different Pleistocene age and formed during the Riss and Würm of the Glacial period. As a rule they were displaced in Holocene time by the winds of 3—9 m intensity. The deposits of aeolian sands with the underlying layers on the sandy-gravelly Würm terraces, under the alluvial river-plains (Elbe, March, Thaya, Danube etc.), and their partial covering by the Holocene sediments bear witness of the lasting sinking of these territories in the region of Central Europe.

Aolische Pleistozän-Sedimente im Bereiche der ČSSR können nach ihrer Korngrößen-Zusammensetzung grob in zwei Grundgruppen eingeteilt werden: die feinkörnigeren Löss und die mehr grobkörnigen Sande. Für die Löss ist der hohe Gehalt an Mineralkörnern von einem Durchmesser von 0,01—0,05 mm (der sog. Staub), dessen Gehalt 45—55% erreicht, besonders charakteristisch. Die Dünensande enthalten dagegen einen hohen An-

teil der gröbereren Kornfraktion, des sog. Sandes, dessen Korndurchmesser zwischen 0,1—2,0 mm schwankt und mit 65—95% mengenmäßig vertreten ist.

Die Dünensande sind in der ČSSR in den Niederungslagen verbreitet, wo sie entweder größere, zusammenhängende Flächen mit mäßig gewelltem Relief oder Gruppen von verschieden großen Dünen bilden. Dünensandbedeckungen sind sowohl im Bereiche des Böhmisches Massivs als auch im Karpathengebiet verbreitet.

U n t e r s u c h u n g s m e t h o d e

Die Untersuchung der Dünensande wurde im Terrain sowie im Laboratorium durchgeführt. In den Laboratorien wurde die Korngrößenzusammensetzung bestimmt und die Sandfraktion mittels Bodensieben in 6 Gruppen detailliert aufgeteilt. Auch wurde die Ab- und Abrundung der Körner bzw. das gegenseitige Verhältnis der scharfkantigen Körner zu den abgerundeten festgestellt. Der Chemismus wurde in dem mittels 20%iger, heißer Salzsäure gewonnenen Auszug, zwecks Feststellung der löslichen, gewöhnlichen chemischen Bestandteile, ermittelt.

Für die Dünensande ist die Menge der Körner vom 0,1—0,75 mm bezeichnend. Zahlreiche ausführliche Korngrößen-Analysen der Dünensande von allen Gebieten der ČSSR ermöglichten es, die 3 Hauptvarietäten der Körnung je nach dem Übergewicht gewisser Korngrößen festzustellen. Es sind dies folgende Körnungsvarietäten:

- a) Korngrößenvarietät I mit stark überwiegendem Anteil der Sandkörner mit einem Durchmesser von 0,1—0,25 mm,
- b) Korngrößenvarietät II mit einem starken Übergewicht der Sandkörner mit einem Durchmesser von 0,25—0,50 mm,
- c) Korngrößenvarietät III mit Übergewicht der Sandkörner mit einem Durchmesser von 0,50—0,75 mm.

D i e D ü n e n s a n d e i m B e r e i c h e d e s B ö h m i s c h e n M a s s i v s

Die Dünensande sind im Bereiche des Böhmisches Massivs hauptsächlich im Bereiche des zentralen Elberaums, in Ost- und Südböhmen, im Bereiche des nordmährischen Beckens, auf dem Alluvialplateau des unteren Laufes des Dyje (Thaya)-Flusses und in der schlesischen Niederung verbreitet. Sie bilden daselbst Bedeckungen von verschieden starker Mächtigkeit, jedoch durchwegs in kleineren Seehöhen. Im Gebiet des zentralen Elberaums sind sie in den Seehöhen von 200—250 m. in Ostböhmen 250 bis 265 m, in Südböhmen 410—430 m, im Bzenec-Hodonín-Gebiete (Bisenz-Göding in Südmähren) in den Seehöhen von 170—210 m, im Alluvialplateau des nordmährischen Beckens in den Seehöhen von 156—188 m, im nordmährischen Becken ungefähr in 200 m, in der Alluvialebene des Thaya Beckens in den Seehöhen von 168—170 m, in der schlesischen Niederung in den Seehöhen von 230—250 m verbreitet. Es befinden sich also die Dünensande in der Hauptsache in Seehöhen von 156 bis 260 m, somit durchwegs in den Niederungslagen, und nur im Südböhmen erreichen sie im Hügellande eine Seehöhe von 410—430 m.

Der Großteil dieser Sande erscheint in der Form von flacheren Hügeln, der kleinere Teil weist sojann flachere, auf der Windseite gelegene, gegen W bis NW orientierte, sowie steilere, windgeschützte, gegen O und SO exponierte Abhänge auf. Die relative Höhe der Dünensand-Aufwehungen ist verschieden und schwankt meist zwischen 2 und 6 m, jedenfalls weniger als 10 m. Die Unterlage der Dünensande bilden in der Hauptsache die sandig-schotterigen oder schotterig-sandigen Terrassen von verschiedenem Alter, Kristallin, Paleozoikum, obere Kreideformation sowie die Neogensedimente. In den Gebieten der alluvialen Flußebenen wurden die Dünensande in einer Tiefe von 1—3 m unterhalb der Oberfläche der Alluvial-Sedimente abgelagert, so daß nur die oberen Teile der Dünensande die umliegende alluviale Flußauflage überragen.

Tabelle 1

Durchschnittliche Zusammensetzung der Dünensande im Gebiete der ČSSR.
I, II, III bezeichnen verschiedene Varietäten der Korngrößenverteilung.

Korngröße ϕ mm	Gebiet des Böhmisches Massivs			Karpatengebiet		
	I	II	III	I	II	III
< 0,01	2— 8%	2— 8%	1— 4%	1— 6%	1— 6%	0— 1%
0,01—0,05	1— 3	0— 3	0— 1	1— 2	1— 2	1
0,05—0,1	3— 8	2— 6	0— 1	10—20	2—12	2— 3
0,1 —0,25	35—56	13—30	1— 3	50—70	15—30	17—20
0,25—0,50	20—28	40—60	20—30	10—35	40—55	28—32
0,50—0,75	9—20	14—25	40—46	5—15	6—20	30—36
0,75—1,00	2— 4	2— 8	6—20	1— 5	1— 3	6—10
1,00—1,50	1— 2	1— 3	2— 6	0— 1	1— 2	3— 5
1,50—2,00	0— 1	0— 1	0— 2	0— 1	0— 1	1— 2

Die Dünensande weisen weißliche, graue, ockerfarbige bis ockrigbraune Färbungen auf. Die heutigen Oberflächenformen der Dünensande sind in überwiegender Mehrheit durch die bestehenden Forstbestände gefestigt, so daß eine Fortbewegung nicht mehr erfolgt.

Im erforschten Gebiete sind am meisten die Dünensande der II. Kornvarietät verbreitet; jene der I. Kornvarietät sind weniger vertreten, während die III. Kornvarietät noch seltener vorgefunden wird.

Die Dünensande der II. Kornvarietät weisen, wie schon gesagt wurde, überwiegend die Kornfraktion von 0,25—0,50 mm Durchmesser auf, welche mengenmäßig mit 40—60% vertreten ist. Die größten Körneranteile von 0,25—0,5 mm sind in den Dünensanden des Elberaums, die kleinsten dagegen im Gebiete des nordmährischen Beckens festgestellt. Die Dünensande dieser Körnungsvarietät sind sowohl im Bereiche Böhmens als auch in Mähren verbreitet.

Für die Körnigkeit der Sande der I. Kornvarietät ist das markante Übergewicht der Körnerfraktion 0,1—0,25 mm, welche mit 35—56% vertreten ist, besonders bezeichnend. Die feinkörnigen Dünensande dieser Varietät I treten hauptsächlich im Gebiete Mährens auf und sind in ausgeprägtester Form in Südmähren und zwar im Bisenz-Gödinger Bereiche entwickelt.

Die Dünensande der III. Kornvarietät sind im wesentlichen die größten des erforschten Gebietes und treten insbesondere durch ihre von 0,50—0,75 mm reichende Kornfraktion markant auf, welche mengenmäßig mit 40—46% vertreten ist. Im Sinne dieser Einteilung sind die Dünensande insbesondere in Ost- und Südböhmen entwickelt, in kleinerem Ausmaße bilden sie auch die Basalschichten der Dünensande in Südmähren.

Im ausgedehnten Bereiche der Dünensande in Südmähren bei Bzenec-Hodonín (Bisenz-Göding) wurde durch granulometrische Analysen festgestellt, daß in der Richtung vom Flusse Morava (March) gegen NW zu die Feinkörnigkeit der Sande zunimmt und umgekehrt in der Richtung auf diesen Fluß hin wieder die Grobkörnigkeit eine Steigerung aufweist. Est steht dies in engem Zusammenhange mit der Entstehung dieser Dünensande von den Pleistozänterrassen des Marchflusses her. Der Aufbau der Dünensande weist in der Regel eine abweichende Korngrößen-Zusammensetzung der einzelnen Schichten auf, was darauf hindeutet, daß diese Dünensande teils durch verschiedene Windintensität von verschiedener Tragkraft, teils in mehreren Phasen mit kürzeren Hiaten in der Sedimen-

tation gebildet wurden. Es wird dies auch durch die mehr oder weniger deutliche Schichtung einiger Dünen sowie durch Zwischenschichten von begrabenen Böden bekräftigt. Einige der erforschten Profile weisen auch eine ausgeprägte Vergrößerung der Korngröße in Richtung auf die unteren Schichten hin auf, was auch die enge genetische Beziehung zwischen den Dünensanden und den sandig-schotterigen Unterlagterrassen dokumentiert.

Das Verhältnis der scharfkantigen und abgerundeten Körner kommt in der Regel dadurch zum Ausdruck, daß ihre Abrundung in den oberen Schichten meistens höher ist als jene in den tieferliegenden Basalschichten. In den oberen Sandschichten schwankt das Verhältnis der scharfkantigen zu den abgerundeten Körnern in einem Bereich zwischen 4:6 bis 2:8, in Untergrundschichten zwischen 5:5 bis 3:7. Die Einzelschichten der übereinander liegenden Sande weisen oft ziemlich große Unterschiede in ihrer Abrundung auf, was wiederum auf verschiedene Phasen, bzw. Hiaten in der Bildung der Sande hindeutet. Gut abgerundet sind hauptsächlich die gröberen Sandkörner; umgekehrt sind die Fraktionen der Körner von kleineren Durchschnitten als 0,50 mm oder 0,25 mm überwiegend scharfkantig ohne deutlichere Abrundung.

In petrographischer Hinsicht sind die Dünensande neben den Tonteilchen aus Quarz, Feldspäten und anderen, hauptsächlich schweren, Mineralien gebildet (Tab. 2). Der Quarzgehalt beträgt 56—94%. In der Richtung von unten nach oben wird der Quarzgehalt in der Regel höher. Die Feldspäte sind hier mit einer kleineren Menge vertreten und zwar durchschnittlich etwa zwischen 7—12%. Von den Feldspäten sind die Orthoklase und Plagioklase vertreten, wobei die ersteren größtenteils überwiegen.

Tabelle 2
Petrographische Zusammensetzung der Dünensande im Gebiete der ČSSR.

	Gebiet des Böhmisches Massivs	Karpatengebiet
Quarz	72—94%	67—93%
Feldspäte	3—16	6—15
Mineralien mit spez. Gewicht > 2,80	1— 8	2— 6
Calcit	0	3—16

Die übrigen Mineralien (hauptsächlich die schweren) wurden, zwischen den Grenzwerten von 0,8 und 6,5% schwankend, durchschnittlich in einer Menge von 1—5% ermittelt. Es wurden hauptsächlich folgende Minerale festgestellt: Limonit, Haematit, Magnetit, Ilmenit, Rutil, Muskovit, Biotit, Serizit, Chlorit, Amphibol, Granat, Turmalin, Epidot, Zirkon, Titanit, Sillimanit, Aktinolith, Zoisit u. a. In einigen Sanden bestehen die Körner aus kleinen Gesteinsbruchstücken (Gneis, Quarzit, Phyllit, Sandstein). Die petrographische Zusammensetzung der Dünensande stimmt meistens mit den sandig-schotterigen Unterlags- oder umliegenden Pleistozänterrassen überein, von welchen sie ausgeweht wurden.

Die Oberflächenschichten der Dünensande sind von verschiedenem geologischen Alter, und stellenweise wurden z. B. selbst die älteren Sande im Laufe der jüngeren Perioden überweht und resedimentiert. Als die ältesten kann man die Dünensande auf der Pleistozännterrasse mit nordischem Material in der schlesischen Niederung bei Vidnava (Weidenau) ansehen; ihre Entstehung dürfte ungefähr in die erste Hälfte der Rißglazialperiode, eventuell gegen das Ende des Mindelglazials, gelegt werden. Die jüngeren Dünensande sind sodann mit ihrer Basis auf den Schotter-Terrassen oberhalb der Alluvialfluren der Flüsse Labe (Elbe), Orlice (Adler), Lužnice, Morava (March) und Thaya (Dyje) gelagert

und weisen auf Alt- bis Mittelwürmaler hin. Die jüngsten Dünensande schließlich sind jene, welche mit ihrer Basis auf der Schotter-Terrasse unterhalb der Alluvialflur gelagert sind und deren oberen Dünenteile die Ebene der alluvialen Sedimente der Flüsse Morava (March) und Dyje (Thaya) überragen. Sie gehören in Würm 3 bis ins Postglazial. Im Flußgebiete der Labe (Elbe) sowie in Südmähren bei Věstonice (Unter-Wisternitz) wurde auf den Gipfeln der Dünensande Mesolithikum vorgefunden (von K. ŽEBERA), was für ihre bereits erwähnte Datierung von Bedeutung ist.

Die Ablagerungen der Dünensande unterhalb der Alluvialflur auf den sandig-schotterigen Terrassen der Flüsse Labe (Elbe), Lužnice, Morava (March) und Dyje (Thaya) und ihre teilweise Bedeckung mit Holozän-Flußsedimenten deuten auf ein ständiges Sinken dieses Geländes hin.

Die Dünensande des Karpathengebietes

Die Dünensande sind in der Slowakei im Bereiche der Záhोří-Niederung und in der Süd- und Ostslowakei verbreitet. Sie bilden daselbst mächtige Bedeckungen in den Niederungslagen. In der Záhोří-Niederung findet man diese Dünensande in den Lagen von 150 bis 244 m ü.d.M. (zumeist 170—200 m), in der Südslowakei im Donauraum in den Seehöhen von 110—133 m ü.d.M., am unteren Laufe der Flüsse Váh (Waag), Nitra (Neutra) und Hron (Gran) in den Seehöhen 110—135 m und in der Ostslowakei in den Seehöhen 100—105 m (ausnahmsweise 150—160 m). Die Dünensande im Bereiche der Slowakei schwanken also in ihrer Höhenlage zwischen 100 und 244 m, wobei sich die höchstgelegenen im östlichen Teile der Záhोří-Niederung, die tiefstliegenden in der Ostslowakei vorfinden.

Die Relativhöhe der Dünen ist auch verschieden und schwankt in einer Grenzweite zwischen 2—30 m. Die Unterlage der Dünensande bilden hauptsächlich die sandig-schotterigen Pleistozänterrassen verschiedenen Alters, ferner die Löss, die Holozänablagerungen und stellenweise auch die Neogensedimente. Im Bereiche der Alluvialebenen wurden die Dünensande in einer Tiefe von etwa 1—2 m unterhalb der Alluvialsedimente auf Schotterterrassen abgelagert.

Im Karpathenbereiche sind meistens die Dünensande der I. und II. Körnungsvarietät verbreitet, und nur wenig erscheinen die Dünensande der III. Körnungsvarietät.

Für die I. Korngrößenvarietät ist die Kornfraktion von 0,1—0,25 mm besonders bezeichnend, indem sie durchschnittlich mit einem Mengenanteil von 50—70% vertreten ist. Von besonderem Interesse und für die Genesis zugleich sehr wichtig ist hier der Gehalt an Staubsand (Korngrößendurchmesser 0,05—0,1 mm), welcher in einigen Sanden am unteren Flußlauf der Flüsse Váh (Waag) und Nitra (Neutra) und in der Ostslowakei in einer Durchschnittsmenge von 10—20% ermittelt wurde; stellenweise erreicht dieser Anteil sogar 30—34%. Der hohe Gehalt an dieser Fraktion bezeugt, daß an der Bildung von solchen Dünensanden die sandigen Neogensedimente beteiligt waren, für welche der Gehalt an diesem Staubsande besonders bezeichnend ist.

In den Sanden der II. Korngrößenvarietät überwiegt die Körnerfraktion 0,1—0,25 mm mit 15—30% und die Körnerfraktion 0,50—0,75 mm mit einem Anteil von 6—20%. In den Dünensanden der Ostslowakei erscheint wieder eine erhöhte Menge von Staubsand, durchschnittlich 10—15%, welche auf den genetischen Zusammenhang mit sandigen Neogensedimenten hindeutet.

Die Dünensande der III. Körnungsvarietät sind im wesentlichen die größten Sande des untersuchten Bereiches und sind besonders durch die Kornfraktion 0,50—0,75 mm markant. Die Dünensande von dieser gröberen Körnungszusammensetzung bilden nur im Donauraum einige der Basalschichten, welche auf den Pleistozänterrassen gelagert sind.

Im ausgedehnten Bereiche der Dünensande in der Záhohř-Niederung wurde durch granulometrische Analysen festgestellt, daß in der Richtung vom Flusse Morava (March) ostwärts die Feinkörnigkeit dieser Dünensande zunimmt. Es steht dies augenscheinlich in engem Zusammenhange mit der Genesis dieser Sande, welche aus den Pleistozänterrassen des Flusses Morava (March) ausgeweht wurden.

Der Aufbau der Dünensande weist in der Regel eine mehr oder weniger abweichende Körnungszusammensetzung der Einzelschichten auf, was darauf hindeutet, daß diese Dünensande teils durch verschiedene Windintensität mit verschiedener Tragkraft, teils in mehreren Phasen mit kürzeren Hiaten gebildet wurden. Dies wird auch durch die mehr oder weniger deutliche Schichtung einiger Dünen sowie durch das Vorkommen der sog. begrabenen Böden bestätigt.

Einige der untersuchten Profile weisen auch eine von oben nach unten zunehmende Vergrößerung der Korngröße auf, was wiederum den engen genetischen Zusammenhang zwischen den Dünensanden einerseits und den sandigschotterigen Terrassen, auf denen sie liegen, bezeugt (Záhohř-Niederung, die Zone des eigentlichen Donauraums).

Die Abrundung der Körner ist in den oberen Schichten gewöhnlich höher als in den Basalschichten. In den oberen Sandschichten liegt das Verhältnis der scharfkantigen zu den abgerundeten Körnern zwischen den Grenzwerten 4:6 bis 1:9, in Untergrundschichten zwischen 7:3 bis 1:9. Starkes Übergewicht der abgerundeten und mehr ovalen Körner kommt bei den Dünensanden der Záhohř-Niederung vor, während die süd- und ostslowakischen Dünensande oft ein Übergewicht der scharfkantigen über die abgerundeten Körnern aufweisen. Dies deutet auf einen verschieden langen Transport des äolischen Materials hin.

Die einzelnen Schichten der höheren Sandpartien weichen in ihrer Abrundung ziemlich voneinander ab, was wiederum auf die verschiedenen Phasen bzw. Hiaten in der Bildung dieser Sande hindeutet. Gut abgerundet sind hauptsächlich die größeren Sandkörner; umgekehrt sind die Korn-Fractionen von einem Durchmesser unter 0,50 oder 0,25 mm bereits überwiegend scharfkantig.

In petrographischer Hinsicht werden die Dünensande neben den tonigen Quarzteilen aus Feldspäten, Calcit und sonstigen (hauptsächlich schweren) Mineralen gebildet. Der Quarzgehalt wurde zwischen 65—93%, durchschnittlich etwa zwischen 65—85%, vorgefunden. Die Feldspäte sind mit einer kleineren Menge vertreten, und ihr Gehalt schwankt zwischen 6 und 15%, durchschnittlich etwa zwischen 7 und 11%.

Der Calcit (0—16%) erscheint in den kalkhaltigen Dünensanden der Süd- und Ostslowakei in Form von Körnern oder rhomboedrischen Kriställchen. Gegen die Oberflächenschichten zu nimmt sein Gehalt ab, stellenweise fehlt er überhaupt.

Die sonstigen Minerale (hauptsächlich die schweren) wurden in einer Menge zwischen 1 und 8%, durchschnittlich 2—4% ermittelt. In den oberen Sandschichten sind diese Minerale weniger enthalten als im Untergrunde. Es wurden hauptsächlich folgende Minerale festgestellt: Limonit, Haematit, Magnetit, Ilmenit, Rutil, Muskovit, Biotit, Chlorit, Amphibol, Augit, Granat, Turmalin, Epidot, Zirkon, Titanit, Aktinolith u. a. In einigen Sanden sind die Körner aus kleinen Gesteinsbruchstücken gebildet.

Das Calciumkarbonat CaCO_3 ist in den kalkhaltigen Dünensanden der Süd- und Ostslowakei in einer Menge von 10—16% enthalten; dieser Gehalt sinkt in den oberen Schichten bis auf 2—7% und ist aus diesen stellenweise fast vollkommen ausgeschwemmt, wie dies z. B. in den Dünensanden der Ostslowakei der Fall ist.

Als jünger kann man hier die Dünensande beurteilen, die auf der schotterigen Terrasse unterhalb der Alluvialebene gelagert liegen; diese Ebene besteht aus lehmigen bis tonigen pelitischen Holozänsedimenten, so daß nur ein Teil der Dünen die umliegende Alluvial-

flur übersteigt. Es sind dies die Dünensande vom Würm 3- bis Postglazialalter, und einige von ihnen wurden selbst noch im Holozän überweht, so daß auf der Alluvialflur noch sekundäre, ihrem Wesen nach die jüngsten Dünen gebildet wurden.

Die älteren Dünensande bedecken die schotterigen, bereits oberhalb der Alluvialflur gelegenen Pleistozänterrassen oder aber die höher abgelagerten Neogensedimente oder Andesite. Diese älteren Sande enthalten verschiedene periglaziale Erscheinungen wie z. B. Würge-Böden, limonitische Involutionsschichten, und man kann sie als würm-zeitlich, evtl. auch als riß-zeitlich datieren.

Die Dünensande der Záhoří-Niederung und der Südslowakei sind überwiegend durch die Wirkung von W- und N-Winden entstanden; an der Bildung der Dünensande der Ostslowakei haben hauptsächlich die Winde der S- und SO-Richtungen mitgewirkt.

Die Ablagerung der Dünensande mit Basen unterhalb der Alluvialflur, auf den sandig-schotterigen Terrassen des Morava-Flusses (March), der Donau, des unteren Váh-Laufes (Waag), der Nitra (Neutra) und der Latorica, und ihre teilweise Bedeckung durch holozäne Flußsedimente deutet ein ständiges Sinken dieser Gelände an.

Die Dünensande der untersuchten ČSSR-Gebiete wurden überwiegend durch Winde mit einer Geschwindigkeit von 3—9 m/sec. transportiert, während die Winde größerer Intensität dabei weniger mitgewirkt haben. Erhöhte Schwankungen der Windintensität bei der Bildung der Dünensande sind im Bereiche der Záhoří-Niederung und in der Südslowakei ersichtlich; kleinere Änderungen der Windintensität waren im Bereiche der Ostslowakei, südlich des Latorica-Flusses, mitwirkend.

L i t e r a t u r :

- BARTA, J.: Pleistocénne piesečné duny pri Seredi a ich paleolitické a mezolitické osídlenie. - Slovenská Archeologia, 5, Praha 1957.
- DEMEK, Jar.: Složení vátých a terasových písků z východního okolí Pardubic. - Sborník československé společnosti zeměpisné, 3, 1958.
- DLABAČ, M.; PLIČKA, M.: Příspěvek ku geologii vátých písků mezi Rohatcem a železniční stanicí Strážnice. - Původ - Sborník ústředního ústavu geologického, Praha 1958.
- HRUŠKA, B.: Příspěvek k charakteristice přesypových písků hornomoravského úvalu. - Antropozoikum, 5, Praha 1955.
- CHÁBERA, S.: Pískové přesypy v jižních Čechách. - Vesmír, Praha 1953.
- JANŠÁK, Št.: Eolické formacie na Slovensku. - Slovenská Akademia vied, Bratislava 1950.
- KREJČÍ, J.: Přesypy u Plané nad Lužnicí. - Sborník československé společnosti zeměpisné, 32, Praha 1936. - - Zajímavé tvary detailní modelace v přesypových píscích. - Sborník české společnosti zeměpisné, Praha 1943.
- LUKNIŠ, M. a BUČKO, Št.: Geomorfologické poměry Podunajskej nížiny v oblasti medzi Novými Zámkami a Komárnem. - Geografický časopis Slovenské Akademie vied, 5, 1953.
- LUKNIŠ, M. a MAZUR, E.: Geomorfologické regiony Žitného ostrova. - Geografický časopis Slovenské Akademie vied, 11, č. 3, 1959.
- PELIŠEK, J.: Charakteristika přesypových písků kvartéru Československé republiky. - Anthropozoikum, 5, Praha 1955. - - Přesypové písky jižní Moravy. - Příroda, 42, č. 1, Praha 1949. - - Píscité půdy jižní Moravy. - Sborník prací "Hospodaření vodou v našich nejsušších oblastech", Praha 1947. - - Pískové přesypy v okolí Hodonína. - Práce Moravské přírodověcké společnosti, Brno 1943.
- PŮRKYNĚ, C.: Přesypy u Živanic mezi Bohdančí a Přeloučí. - Věda přírodní 1920.
- SEKYRA, J.: Kvartér severozápadního výběžku Železných hor. - Anthropozoikum, 6, 1956. - - Zpráva o pedogeologickém mapování na listu Chrudim. - Věstník ústředního Ústavu geologického Praha 1952.
- SCHWARZ, R.: Vysvětlivky k přehledné mapě základových půd list Hodonín 4458 (r. 1950). - - Zpráva o půdoznaleckém výzkumu na listu Hodonín, Praha 1947.

- SIBRAVA, Vlad.: Výzkum vátých písků. Zprávy o geologických výzkumech v roce 1959. - Ústředni ústav geologický, Praha 1961.
- SLAHOŘ, Lud.: Poznámky k pokryvným útvarom okolí Král. Chlmca. - Geologický sborník, 6, č. 1-2, Bratislava 1955.
- URBÁNEK, L.: Aeolické sedimenty katastru kolínského. - Sborník Ústředního ústavu geologického, Praha 1949.
- VITÁSEK, Frant.: Pískové přesypy na dolní Moravě. - Sborník prací III. sjezdu československých geografů v Plzni, 1935. - - Dolnomoravské přesypy. - Práce Moravské přírodovědecké společnosti, Brno 1942.
- ŽRBERA, K.: Stáří přesypů a navátých písků ve středočeském Polabí. - Anthropozoikum, 5, Praha 1955. - - Pluviální šterkopísky na území speciální mapy listu Hradec Králové - Pardubice. - Anthropozoikum, 5, Praha 1955. - - Základová půda velkých Pardubic. - Anthropozoikum, 6, Praha 1956. - - Československo ve starší době kamenné. - Praha 1958.
- Anschrift des Verf.: Prof. Dr. Ing. Jos. Pelíšek, Institut für Geologie und Bodenkunde, Brno, Zemědělská 3, ČSSR.

B. Buchbesprechungen

LOTZE, F.: **Pleistozäne Vergletscherungen im Ostteil des Kantabrischen Gebirges** (Spanien). - Akad. Wiss. u. Lit. Mainz, Abh. Mathem.-Naturwiss. Kl., Jg. 1962, Nr. 2, 10 Abb., 7 Farbfotos, 21 S., F. Steiner Verl., Wiesbaden 1962.

Aus der Valnera-Gruppe (1707 m) im Ostteil des Kantabrischen Gebirges werden Erscheinungen einer relativ starken eiszeitlichen Vergletscherung mitgeteilt. Neben einem Hauptfirngebiet (unter 1400 m) von 30 km² Fläche auf der Ostseite der Hauptgipfel, das drei größere Talgletscher (Miera-Gletscher nach NW in ca. 600 m endend, Canal-Gletscher nach ENE in 500-580 m endend, Trueba-Gletscher nach SE in 750-780 m endend) näherte, konnten ein weiterer Talgletscher (Bustaveinte-Gletscher nach E in 550 m endend) und eine Reihe von kleineren Kargletschern in Höhen zwischen 1200 und 1400 m ausgeschieden werden. Aus der 120 km weiter südöstlich entfernten Sierra de la Demanda (2304 m) wurden demgegenüber lediglich Spuren einer eiszeitlichen Karvergletscherung (Nordseite: 1800-1900 m, Südseite: bis auf 2000 m ansteigend) festgestellt.

Während die Vergletscherung der Sierra de la Demanda pyrenäischen Charakter hat und nur einer Eiszeit (Würm) zugeordnet werden kann, sollen die Glazialerscheinungen in der Valnera-Gruppe zwei verschiedenartigen Vergletscherungen angehören: eine ältere, zugleich die bedeutendere mit den oben angegebenen Ausmaßen (alpiner Typ), die der Riß-Eiszeit zugewiesen, und eine jüngere (pyrenäischer Typ), die ins Würm-Glazial gestellt wird.

Die klimatische Schneegrenze wird innerhalb der Valnera-Gruppe auf 1000 (Nordseite) — 1100 m (Südseite) für die Riß-Eiszeit und 1300 (Nordseite) — 1400 m (Südseite) für die Würm-Eiszeit, ferner innerhalb der Sierra de la Demanda auf 1900 (Nordseite) — 2000 m (Südseite) für die Würm-Eiszeit veranschlagt. Ähnlich niedrige Werte der klimatischen Schneegrenze von ca. 1050 m werden neuerdings auch von H. O. KOPP (vgl. die Arbeit in diesem Bd. von „Eiszeitalter und Gegenwart“) aus westlicheren Teilen des Kantabrischen Gebirges — allerdings sogar für die Würm-Eiszeit — angegeben. Die Untersuchungs-Befunde aus der Valnera-Gruppe veranlaßten den Verf. eine neue würmeiszeitliche Schneegrenzkarte für die Iberische Halbinsel zu entwerfen, wobei allerdings auch die Linienführung in den südöstlichen Teilen der Pyrenäen gegenüber den bekannten Darstellungen stärker abweicht (offenbar wurde hierbei die Beeinflussung durch die Massenerhebungen nicht berücksichtigt).

Die starke eiszeitliche Schneegrenzabsenkung im Kantabrischen Gebirge wird neben einer beträchtlichen Temperaturminderung vor allem auf erheblich größere Niederschlagsmengen während der Eiszeiten zurückgeführt. Die gewaltigen Unterschiede zur nur 120 km entfernten Sierra de la Demanda werden durch die — ähnlich den heutigen Verhältnissen — rasch zunehmende Kontinentalität (bei ähnlicher Temperaturdepression rasche Abnahme der Niederschläge und starke Niederschläge) zu erklären versucht.
K. Kaiser.

HANS WILLUTZKI: **Zur Waldgeschichte und Vermoorung sowie über Rekurrenzflächen im Oberharz**. - Nova Acta Leopoldina, Abhandlungen der Deutschen Akademie der Naturforscher Leopoldina, herausgeg. von Kurt Mothes, N. F. Bd. 25, Nr. 160, 52 S., 7 Textabb., 6 Ausschlagtafeln im Anhang; Johann Ambrosius Barth Verlag, Leipzig 1962.

Die Arbeit bringt pollenanalytische Untersuchungsergebnisse von drei Mooregebieten im Oberharz (Schalke; „Auf dem Acker“; Sonnenberger Moor). Die Gliederung und Datierung der Waldentwicklung wurde unter Verwendung von C¹⁴-Bestimmungen überarbeitet. Die Vermoorung im Oberharz verteilt sich auf 4 Phasen: 1. älteste Vermoorungsphase setzt gegen Ende der Jüngerer Dryaszeit ein (2 Profile „Auf dem Acker“; früher schon untersuchte Moorfläche „Radauer Born“); 2. Vermoorungsphase im Atlantikum — jüngerer Teil von VI nach FIRBAS (Acker z. T.; Schalke; 2 Profile Sonnenberger Moor); 3. Vermoorungsphase mitten im Subboreal — um den Buchenanstieg an der Wende VIIIa/VIIIb ca. 1600 v. Chr. (Acker z. T.; Sonnenberger Moor. Phase der großflächigen Vermoorung des gesamten Oberharzes); 4. Vermoorungsphase zu Beginn der Buchenzeit = Subatlantikum (früher untersuchte Profile).

Die Entstehung der umfangreichen „vermoorten Fichtenwälder“ hatte man der durch den Menschen geförderten Fichtenausbreitung zugeschrieben. Sie reicht nach den Untersuchungen jedoch in ältere Zeiten zurück. So hat die spätere einseitige Fichtenaufforstung sicherlich die heute zu beobachtende Versumpfung gefördert, nicht aber eigentlich verursacht.

In allen drei Mooren konnten erstmals Rekurrenzflächen (Zersetzungskontakte) nachgewiesen werden: Rfl. II dicht oberhalb der Grenze VIIIa/VIIIb etwa um 1500 v. Chr. (Acker; Schalke); Rfl. I dicht unterhalb der Grenze Xa/Xb 1450—1550/1600 n. Chr. (Acker; Schalke; Sonnenberger Moor). Es konnte eine mehrere Jahrhunderte umfassende Unterbrechung des Moorbuchens festgestellt werden (Acker; Schalke; nicht im Sonnenberger Moor). Ob auch Abtragungsvorgänge eine

Rolle gespielt haben, ist unsicher. Rfl. I des Ackers und der Schalke ist dem als „Schwarz-Weißtorf-Kontakt“ definierten Zersetzungskontakt anderer Moore, insbesondere Nordwestdeutschlands, gleichzusetzen (Grenzhorizont C. A. WEBER's: Kontakt zwischen schwach humifiziertem hellbraunem und stark humifiziertem dunklem Hochmoortorf).

Aus der Verbreitungsgrenze einiger Pflanzen geht hervor, daß zeitweilig eine Verschiebung der oberen Höhengrenze stattgefunden hat. So zeigt z. B. die Hasel während des Boreals eine um 300—500 m höhere Verbreitungsgrenze ihres Standortes gegenüber heute. Eine um mindestens 200 m höhere Verbreitungsgrenze muß noch bis in den Beginn von VII hinein angenommen werden. Für eine Verschiebung der oberen Höhengrenze spricht auch das Gedeihen der Eiche im Atlantikum (VI) etwa im Bereich der heutigen Waldgreze. Die mit zahlreichen Pollendiagrammen ausgestattete Arbeit ist eine erfreuliche Bereicherung der Literatur zur postglazialen Waldgeschichte. H. Remy.

ARNO SEMMEL: Die pleistozäne Entwicklung des Weschnitztales im Odenwald. - Frankfurter Geographische Hefte, H. 37, Festschrift zur 125-Jahrfeier der Frankfurter Geographischen Gesellschaft 1836—1961, 67 S., 24 Abb., Frankfurt a. M. 1961.

Vorliegende Arbeit, eine Dissertation am Geographischen Institut Frankfurt, beschäftigt sich mit der pleistozänen Geschichte des Weschnitztales. Der Autor scheidet 5 Terrassen und Schotterkörper aus (früher 4), von denen 4 ins Pleistozän gestellt werden (die stratigraphische Stellung der 5., d. h. ältesten, bleibt offen. Ihre Entstehung ist kaltzeitlich (morphometrische Methode; Verknüpfung mit Solifluktionsschutt); sie ist klimatisch bedingt, wenn auch tektonische Einflüsse vorhanden sein können (diese wurden von früheren Autoren stärker betont). Die eigentliche Taleintiefung in die im Jungtertiär ausgebildete Verflachung hat im Altpleistozän begonnen. Die Terrassen liegen heute nicht in altersmäßiger Abstufung am Talhang übereinander, da Erosion und Akkumulation nicht immer in größenmäßiger Wechselwirkung miteinander gestanden haben. Für die stratigraphische Einordnung werden u. a. die Deckschichten (Löße und Fließerden) herangezogen, die mit ihren Verwitterungshorizonten eine Parallelisierung mit den Lößprofilen in Hessen und Württemberg erfahren. Die Terrassen verteilen sich auf die 4 klassischen Vereisungszeiten: T_4 = Günz; T_3 = Mindel; T_2 = Riß; T_1 = Würm.

Ein Kapitel ist dem Problem der tiefgründigen Granitvergrusung gewidmet: kein Beweis für vorwiegend physikalische Verwitterung während der Periglazialzeiten. H. Remy.

MÜCKENHAUSEN, E.: Entstehung, Eigenschaften und Systematik der Böden der Bundesrepublik Deutschland. - 148 S., 60 farb. Tafeln, DLG-Verlags-GmbH, Frankfurt am Main 1962. Preis DM 66.20.

Dieses gut geschriebene und vorzüglich ausgestattete Buch kann allen an den deutschen Böden Interessierten, besonders auch den Quartärgeologen, wärmstens empfohlen werden.

Nach einer Behandlung der allgemeinen Grundzüge der Entstehung der Böden und einer Übersicht früherer Versuche der Bodenklassifikation folgt eine eingehende Systematik der deutschen Böden. Es werden die großen Gruppen der Terrestrischen, Semiterrestrischen, Subhydrischen und Moorböden unterschieden. Unter den Terrestrischen Böden erscheinen die Rohböden, die A-C-Böden, die Steppenböden, die Pelosole (Ton-, Lettenböden), die Braunerden, die Podsole, die Terrae calcis, die Plastosole (Braun- und Gelblehne), die Latosole (Rot- und Gelberden), die Staunässeböden und schließlich die anthropogenen Böden (Eschböden u. dgl.). Die Semiterrestrischen Böden umfassen die Auenböden, die Gleye, Marschen und anthropogenen Böden.

Im ganzen werden mehr als 170 verschiedene Böden beschrieben, wobei alle Kapitel mit ausführlichen Literatur-Angaben versehen sind, so daß der interessierte Forscher jeder Frage im einzelnen nachgehen kann. Besonders instruktiv sind die 60 beigefügten farbigen Tafeln, auf denen die wichtigsten Böden Deutschlands abgebildet sind.

Eine kleine Bemerkung sei dem Ref. zum Schluß gestattet: die als Abb. 1 gegebene Karte der Bodenzonen der westlichen Sowjet-Union sollte in einer Neuauflage richtig nach Norden orientiert werden, und zwar mit 40° ö. L. als Mittelmeridian. Die jetzige Darstellung ist kartographisch nicht korrekt. P. Woldstedt.

Alt-Thüringen, Jahresschrift des Museums für Ur- und Frühgeschichte Thüringens, herausgegeben von Günter BEHM-BLANCKE, 6. Band 1962/1963, 675 S., 59 Taf., Hermann Böhlhaus Nachfolger, Weimar 1963. Preis geb. DM 61.20.

Der stattliche Band, der in der gewohnten guten Aufmachung erscheint, ist Professor Gerhard NEUMANN in Jena zu seinem 60. Geburtstag gewidmet und enthält 43 wissenschaftliche Arbeiten aus den verschiedensten Gebieten der Ur- und Frühgeschichte sowie aus benachbarten Disziplinen. Wenn hier vor allem auf die urgeschichtlichen Arbeiten eingegangen wird, so deshalb, weil sie bei den Lesern unseres Jahrbuches vornehmlich Interesse finden.

H.-D. KAHLKE behandelt die chronologische Stellung der Choukoutien-Kultur in China, wobei er als Grundlage eine vollständige Liste der Säugetiere (bisher 96 Arten!) und ihre Verteilung

auf die verschiedenen Horizonte der Höhlenfüllung gibt. Die vergleichende Auswertung führt zu einem frühen Holstein-Alter (Mindel/Riß) der Schichten. Damit stimmt der Artefakt-Charakter von Choukoutien überein. Wichtig ist das ausführliche Literatur-Verzeichnis, das der Arbeit beigelegt ist.

V. TOEPFER steuert „Bemerkungen zum geologischen Alter und zu den Kernsteinen paläolithischer Kulturen aus dem Eem-Interglazial in Mitteldeutschland“ bei. Behandelt werden die Funde von Taubach, Weimar, Ehringsdorf, Bilzingsleben und Rabutz. Es ergibt sich, daß die ältesten Funde die von Taubach und Rabutz sind. Es folgen die mehr mikrolithischen Formen von Weimar und Bilzingsleben, die aber mit den erstgenannten eng verwandt sind, während die Funde von Ehringsdorf die jüngsten sind und mindestens zum Teil andere Einflüsse zeigen.

Von R. FEUSTEL, M. TEICHERT und K. P. UNGER wird eine ausführliche Beschreibung der Magdalénienstation Lausnitz in der Orlasenke gegeben, wobei besonders eingehend die Fauna behandelt wird. Hauptjagdtier war offenbar das Wildpferd. Erstaunlich reich ist das Steininventar, während merkwürdigerweise Geweih- und Knochenartefakte kaum vertreten sind. Zeitlich ist die Station wahrscheinlich etwa an der Wende von der Älteren Dryaszeit zum Alleröd einzuordnen.

Auf die anderen Arbeiten, die besonders den Frühgeschichtler interessieren werden, kann hier nicht weiter eingegangen werden.
P. Woldstedt.

C. Tagungen

Die 11. Tagung der Deutschen Quartärvereinigung in Nürnberg vom 21.—27. September 1962

VON KARLHEINZ KAISER, Berlin

Im festlich geschmückten Auditorium Maximum der Wirtschafts- und Sozialwissenschaftlichen Fakultät der Universität Erlangen-Nürnberg eröffnete der 1. Vorsitzende, Professor SCHWABEDISSEN, Köln, am 22. 9. 1962 die 11. Tagung der Deutschen Quartärvereinigung, wobei er den ca. 80 Teilnehmern — unter ihnen eine Reihe von ausländischen Fachkollegen und Gästen — ein herzliches Willkommen entbot und es gleichzeitig bedauerte, daß zahlreiche Mitglieder zum ersten Mal keine Möglichkeit hatten, an der Tagung teilzunehmen. Ein besonderer Gruß und Dank galt dem Vertreter des Rektors der Universität, Dekan Prof. WEIGT, und dem Vertreter des Oberbürgermeisters der Stadt Nürnberg, Stadtrat STAUDT, ferner dem Geschäftsführer der Tagung, Prof. F. HELLER, und seinen Mitarbeitern, die maßgebend an der Vorbereitung beteiligt waren.

1. Vorträge

(vom 22.—23. September 1962)

K. DUPHORN: **Der plio-pleistozäne Grenzbereich im fränkischen Rhönvorland.** In Flußtalern des fränkischen Rhönvorlandes liegen bis zu 30 m mächtige Terrassensedimente, deren stratigraphische Zuordnung zum Jungpliozän oder Altpleistozän bislang unsicher war. Nur bei Ostheim v. d. Rhön war eine paläontologische Fixierung möglich: im unteren Teil (Jungpliozän) durch *Mastodon borsoni*, *M. arvernensis* und *Tapirus arvernensis*, im oberen Teil (Altpleistozän) durch echte Elefantiden. Diese plio-pleistozänen Grenzschichten wurden sedimentpetrographisch untersucht und mit dem Vorkommen von Ostheim lithostratigraphisch zu parallelisieren versucht. Als wichtiger Leithorizont erwies sich in jungpliozänen Stillwasser-Absätzen ein zu Roterde verwitterter Aschetuffit aus der Rhön.

Diskussion. H. KÖRBER: Was ist die Ursache der z. T. beträchtlichen Tiefenerosion im Jungpliozän? (DUPHORN: Tektonische Verstellung in Verbindung mit dem neogenen Vulkanismus.) K. BRUNNACKER: Wurden Vergleiche mit anderen ins Pliozän gestellten Vorkommen Unterfrankens durchgeführt? (DUPHORN: Nein.) J. D. DE JONG: Sind die pliozänen Ablagerungen in der Regel feinkörnig und kreuzgeschichtet, die pleistozänen Sedimente aber gröber und horizontal geschichtet? (DUPHORN: Grundsätzlich ja, die unterschiedlichen Lagerungs- und Körnungsverhältnisse beruhen zusammen mit verschiedener Sedimentzusammensetzung und Geröllzurundung in erster Linie auf klimatischen Unterschieden.) K. KAISER: Neue und sicher nicht umgelagerte Funde von *Anancus arvernensis* und *Tapirus arvernensis* in Tegelen-Schichten einerseits und die seit langem bekannten Funde u. a. von *Archidiskodon meridionalis* und *Hesperoloxodon antiquus* auf bereits sekundärer Lagerstätte der ältestpleistozänen Prätegelen-Schichten andererseits in den Niederlanden gemahnen zusammen mit den vielen Villafranca-Mischfaunen-Fundstellen Europas zu allergrößter Vorsicht hinsichtlich der stratigraphischen Zuordnung solcher Fundschichten. Der sedimentologischen Untersuchung kommt deshalb auch eine große Bedeutung zu, wonach sich ja eine klare Grenzziehung ergeben hat. Sind hinsichtlich der Schwermineralverteilung mit den auffallend hohen Anteilen von Hornblenden die instabilen (basaltische H.) von den stabilen (grüne und hellbraune H.) getrennt ausgezählt und dabei in den Profilen unterschiedliche Prozentanteile festgestellt worden? (DUPHORN: Keine getrennte Auszählung.)

E. BECKER: **Ergebnisse neuer Untersuchungen des Jungpleistozäns im nördlichen Oberrheintal.** Dem stark kryoturbar gestörten, letztinterglazialen Boden an der Oberfläche von Terrassenabsätzen liegen meist ungestörte Flugsand-Decken auf, denen 50—100 cm über der Basis ein interstadialer Naßboden eingeschaltet ist. In der lehmigen Ausbildung zeigt dieser 15—30 cm mächtige Horizont deutliche Frostbodenstrukturen. Danach folgt erst der Höhepunkt der äolischen Sedimentation. Die starke Bänderung dieser mehrere Meter mächtigen Flugsande ist vermutlich auf eine intensive Tonverlagerung in den mineralarmen Sanden zurückzuführen. Im Hangenden der Bänder-Flugsande bildet ein allerödzeitlicher Bimstuff einen wichtigen Leithorizont, dessen Material dem Laacher-See-Ausbruch entstammt. Dieser meist verlehnte und mit Flugsand vermischte Bimstuff wird überlagert von einer tiefgründigen, während des postglazialen Klimaoptimums entstandenen Braunerde. Nachfolgend ist es noch zu weiteren Flugsand-Verwehungen gekommen, die zu einer auffallenden Reliefumbildung der Dünen und einer geringen Überdeckung der postglazialen Braunerden geführt haben. Die nur schwach gebänderten rezenten Decksande sind nur geringfügig verbraunt.

Diskussion. K. BRUNNACKER: Die höheren Stockwerke der Dünen zeigen im Aufbau die gleiche Ausbildung wie die nordbayerischen; dort sind allerdings die Verwehungen erst im Verlaufe des Spätglazials erfolgt. Sind deshalb seitliche Verzahnungen mit hochglazialen Sandlössen beobachtet worden? (BECKER: Beobachtungen von Ansätzen solcher Verzahnungen liegen vor, sie sind aber bisher noch nicht genauer untersucht worden.) A. DÜCKER: Im Emsland gibt es ebenso hochglaziale Dünen, auch dort gibt ein Alleröd-Boden einen wichtigen Leithorizont ab, und gleichfalls bilden postallerödzeitliche Dünenanteile den Abschluß. H. DIEHL: Der ca. 8000 Jahre alte Bergstraßen-Neckar durchschneidet die Dünen, dort kommen allerdings keine so junge äolische Ablagerungen vor, es sei denn, sie sind durch den Menschen bedingt. (BECKER: Die rezente Dünenbildung seines Untersuchungsgebietes ist hauptsächlich auf die durch den Menschen verursachte Entwaldung zurückzuführen.) G. ROESCHMANN: In Norddeutschland ist rezente Dünenbildung auch ohne Beseitigung der Vegetation erfolgt. Weitere Fragen von J. BÜDEL und H. KÖRBER bezüglich des Alters der unterlagernden Terrassenabsätze.

H. WORTMANN: Neue Ergebnisse zur Frage der Weserterrassen nördlich der Porta Westfalica bei Minden. Als der Oberterrassenweg der Weser von Hameln nach NE über Münden durch das Elster-Eis versperrt wurde, benutzte die Weser den wohl schon vorher angelegten Durchbruch durch das Weser-Wiehen-Gebirge bei Minden (Porta Westfalica). Von hier wendet sich das Tal nach W und bildet parallel zum Wiehengebirgsrand ein bis über 10 km breites und stellenweise bis auf 2 km eingeeignetes Tal in der Senkungszone über ausgelaugten Salzen des Malms (Münder Mergel). Die Schotterbasis fällt von der lokalen Erosionsbasis der Porta-Enge (34 m NN) auf unter NN bei Bramsche nördlich Osnabrück. Die in dieser Rinne abgelagerten älteren Mittelterrassen-Schotter (typische „Weserkiese“, fast ohne nordisches Material) sind ca. 20 m mächtig und bei Minden-Hahlen in ca. 45 m NN durch eine holsteininterglaziale Bodenbildung abgeschlossen. Darüber werden z. Zt. des Rehburger Stadiums ca. 10 m mächtige jüngere Mittelterrassen-Kiese bis zur Höhe von 55 m NN aufgeschüttet und nach N gerichtete Seitenäste durch vorhandene Senken im aus Kreideschiefern bestehenden nördlichen Talhang gebildet (bis Rahden, Diepenau und Uchte). Durch den Drenthevorstoß werden die Schotter überfahren, stellenweise mit Schiefernton stark verschuppt und bis über 65 m NN emporgestaut (z. B. in Hille und Levkenstadt). Mit der Abschmelzphase des Drenthe-Eises beginnt die Weser das noch heute benutzte Talstück von Minden aus nach N auszubilden. Gleichzeitig wird im östlichen Teil der Mittelterrassentalung zwischen Nettelstedt und Minden auf 18 km Länge und 2 km Breite fast die gesamte ältere Quarzfällung ausgeräumt und bis zum Eem-Interglazial unter Umkehrung der Abflußrichtung mit feinsandigen und schluffigen Sedimenten bis zu ca. 6 m unter heutiger Oberfläche wieder zugschwemmt und stellenweise durch eeminterglaziale Torfe bedeckt. Dort ist die spätere Entwicklung mit dem Verschwinden des letzteiszeitlichen Dauerfrostbodens durch ein Wiederaufleben der Salzauslaugung, Senkungsvorgänge, Kalkmudden- und Torfbildung bis zu 9 m Mächtigkeit gekennzeichnet. Im westlichen Teil der alten Talung von Gehlenbeck-Lübbecke ab blieben hingegen die Mittelterrassen-Schotter unter den Deckschichten von Grundmoräne, Talsand, Eemtorf, letzteiszeitlichem Solifluktions-Schutt und Löß erhalten. Hier ist die holozäne Torfbildung unbedeutend. Die Niederterrassen-Talung bei und nördlich Minden ist durch typische „Talrandbögen“ und eine deutliche Zweistufigkeit ausgezeichnet. Im Holozän ist eine Dreigliederung festzustellen, wobei die ältere Stufe bereits bronzezeitliche Besiedlung aufweist und die jüngste mittelalterlich ist.

Diskussion. H. O. GRAHLE: Wie sind die Schotter von Loccum stratigraphisch einzuordnen? (WORTMANN: Es ist noch nicht gesichert, ob diese zu einer Weser-Mittelterrasse zu stellen sind.) J. D. DE JONG: Wie kann man das Holozän sedimentologisch dreigliedern? (WORTMANN: In eine untere, schluffig-kalkhaltige, eine mittlere, feinsandig-lehmige und eine obere, tonig-lehmige Sedimentserie.) J. BÜDEL: Die durch eine holsteininterglaziale Bodenbildung zu trennenden Mittelterrassen-Absätze gehören 2 Eiszeiten an; man sollte das durch besondere Namengebung kennzeichnen. (Vorschlag WORTMANN: Ältere und Jüngere Mittelterrassen-Absätze.) K. SICKENBERG: Das holsteininterglaziale Alter der Bodenbildung ist nicht genügend gesichert, die „Älteren Mittelterrassen-Absätze“ können durchaus postholsteininterglaziales Alter haben. H. BREMER: Wie ist der regionale Anteil an nordischen Komponenten in den Mittelterrassen-Absätzen? (WORTMANN: Es ist eine Zunahme von S nach N wahrzunehmen.) K. RICHTER: Sind hinsichtlich der Zusammensetzung der zeitlich verschieden einzuordnenden Schotter Untersuchungen durchgeführt worden? (WORTMANN: Nur hinsichtlich der Geschiebeführung.) P. WOLDSTEDT: Wie hat man sich die Ausräumung des alten, nach E gerichteten Tales vorzustellen? (WORTMANN: Wahrscheinlich im Zusammenhang mit Auslaugungsvorgängen.)

G. ROESCHMANN: Zur Altersfrage von Sandlöß südlich Bremen. Südlich des Wesertales bei Bremen liegt auf der mit Drenthe-Grundmoräne bedeckten Hochfläche zwischen Syke, Bassum und Goldenstedt 50—100 cm mächtiger Sandlöß, den F. DEWEERS (1932) als letzteiszeitlich ansah. Er besteht in der Regel aus feinschichtig wechsellagerndem Fein- bis Mittelsand (Flugsand) und Schluff (Löß). Das Bodenprofil auf dem Sandlöß entspricht häufig einer basenarmen, wechselnd

stark pseudovergleyten Parabraunerde mit deutlich ausgeprägtem, rotbraunem Tonanreicherungs-horizont (8—15% Ton) unter dem an Ton verarmten Oberboden (2—5% Ton). Im Unterboden werden örtlich netzartige, bis 6 cm breite, vertikale Spalten beobachtet, die nach unten spitz enden und mit hellem, tonarmem Oberbodenmaterial verfüllt sind. Diese fossilen Eiskeile lassen im Zusammenhang mit ihrem Auftreten in einer wohl entwickelten Parabraunerde folgende Schlüsse hinsichtlich des Sandlöß-Alters zu: Aus dem ungestörten Verlauf der Eiskeile geht hervor, daß sie wahrscheinlich aus einem jüngeren Abschnitt der letzten Eiszeit stammen. Die Parabraunerde war zu diesem Zeitpunkt bereits voll ausgebildet und dürfte in einer längeren Wärmeschwankung der letzten Eiszeit entstanden sein (Brörup?). Der Sandlöß wurde bereits vor dieser Wärmeschwankung abgelagert und dürfte somit einem noch älteren weichseleiszeitlichen Löß entsprechen.

Diskussion. J. BÜDEL: Das enge Geflecht sich kreuzender, \pm senkrecht verlaufender Spalten und \pm horizontaler Bodeneis-Lamellen ist offenbar eine allgemeine Erscheinung in den obersten 70—100 cm eines Dauerfrostbodens („Tabereis-Zone“), in welcher von der Tagesfläche her noch periodische Temperatur- und Volumenschwankungen hinabreichen. Wohl zu unterscheiden davon ist die nächst tiefere Zone des Dauerfrostbodens, in der nur episodisch, d. h. in extrem kalten, nur alle Jahrzehnte oder Jahrhunderte auftretenden Wintern, solche Schwankungen noch tiefer hinabreichen. Es ist dies die eigentliche Zone der Eiskeile, die im Normalfalle 6—8 m (Spitzbergen), in Extremfällen bis zu 30 m tief (Sibirien) reichen. Je größer diese sind, je weiter liegen sie auseinander; als Faustregel kann gelten: daß sie 4-mal so weit auseinander liegen als sie tief sind. Von ihren Rändern strahlt oft noch etwas Klufteis in das umgebende, feste Gestein aus, in den Zwischenräumen der Eiskeile sind aber — im Gegensatz zu oberflächennahen Zonen — kleinere Eislinen recht selten. Auf Grund dieser Erfahrungen sind die vom Referten vorgeführten „Eiskeile“ wohl eher als „Tabereis-Netze“ zu bezeichnen. P. WOLDSTEDT: Sind die „Tabereis-Netze“ nicht doch wahrscheinlicher ins Spätglazial (H. WORTMANN: Jüngere Dryas-Zeit?) zu stellen und (A. SEMMEL:) handelt es sich bei der Bodenbildung überhaupt um eine echte Parabraunerde? In der Regel sind ja solche Sandlößverwehungen nicht älter als hochglazial. K. BRUNNACKER: Es ist meist sehr schwer, allein auf Grund von Oberflächenböden eine Datierung des Ausgangssubstrates vorzunehmen. Die gezeigten Profile lassen deshalb auch ebenso den Schluß zu, daß die Parabraunerde im Spätglazial gebildet wurde, und daß das Ausgangssubstrat entsprechend den süddeutschen Lössen ins Hochglazial gehört. (G. ROESCHMANN auf diesen Fragenkomplex: Die Bodenbildung ist als bestimmt echte Parabraunerde doch wohl zu intensiv, um ins Paudorf, Bölling oder Alleröd gestellt zu werden, wonach aber der Sandlöß-Verwehung nur ein frühletzteiszeitliches Alter zugemessen werden könne.)

F. BIRZER: **Die Datierung der Dünen im Neumarkter Becken mit Hilfe der Bodenkunde.** (Der Vortrag wird demnächst in erweiterter Form in den „Erlanger geol. Abh.“ erscheinen.)

Diskussion: WORTMANN, BRUNNACKER, B. MEYER, ROESCHMANN, BECKER, BIRZER.

J. WERNER: **Über die Bedeutung der Opal-Phytolithen als Mikrofossilien des Bodens** (vorläufige Mitteilung). Opal-Phytolithen sind Kieselsäure-Einlagerungen im Zellgewebe vieler höherer Pflanzen, insbesondere der Gramineen, Cyperaceen und Equisetaceen, die mineralogisch aus Opal bestehen. Sie bleiben beim Absterben der Pflanze im Boden zurück und sind sehr erhaltungsfähig. Ihre Größe schwankt zwischen 0,006 und 0,06 mm. Bis zu einem gewissen Grade sind die Opal-Phytolithen ihrer Form und Größe nach charakteristisch für ihre Mutterpflanzen. Nach ihrer Morphologie sind sie allerdings weit weniger geeignet als z. B. die Pollen; hinzu kommt, daß sie im wesentlichen auf die Gras- und Krautflora beschränkt sind. Ihr Vorteil gegenüber den Pollen besteht darin, daß sie nicht nur auf Torfe und saure Böden beschränkt sind. Diesbezügliche Untersuchungen sind allerdings bis jetzt kaum noch durchgeführt worden. Die Bearbeitung von Bodenproben aus dem Aschetuffit eines Hallstatt-Grabhügels gestattete das Auffinden einer sonst nicht mehr kenntlichen, begrabenen alten Landoberfläche.

Diskussion. R. SCHÜTRUMPF: Bereits seit Anfang des 20. Jahrhunderts hat NETOLITZKY auf die Bedeutung der Aschen-Skelette (=Opal-Phytolithen) für die Artbestimmung der Pflanzen, vor allem bestimmter kultivierter Gramineen, hingewiesen und in vielen Arbeiten nutzbringend angewandt, insbesondere im Hinblick auf die Ur- und Frühgeschichtsforschung.

J. BÜDEL: **Kaltzeit-Bodenbildung und -Abtragung in Mitteleuropa auf Grund neuer Erfahrungen im Polargebiet.** Die fossilen Frostböden Mitteleuropas erlauben nur unsichere Schlüsse auf die erzeugenden Vorgänge. Diese sind jedoch in der heutigen Arktis noch unmittelbar der Beobachtung zugänglich, so z. B. in SE-Spitzbergen.

Auf weniger als 2° geneigten Hochflächen mit Kryoturbationsböden zeigten Grabungen unter 2 Zonen des Auftaubodens noch 5 des Dauer- und Niefrostbodens, von denen die beiden obersten — so die „Tabereis-Zone“ — funktionsmäßig unbekannt waren. Auch sie beein-

flüssen die Bildung der oberflächlichen Strukturmuster, bei der 12 Vorgänge ineinandergreifen. Die meisten Strukturmuster im Auftauboden sind nicht vergängliche Produkte kurzperiodischer Neubildung, sondern stellen einen in langer — oft vieltausendjähriger — Entwicklung entstandenen Reifezustand des Bodens mit fortschreitender Inaktivierung vieler Vorgänge dar.

Solifluktionsdecken variieren nach dem Gestein, der Hangform (konkav oder konvex) und vor allem der Hangneigung. Dauerstrukturen — u. a. Steinstreifen — sind auf Hänge geringer als 12° Neigung beschränkt; hier übertönt die Abspülung — in 3 Varianten — die noch langsamen solifluidalen Bewegungen. Diese sind bei $12\text{--}25^\circ$ Neigung am wirkungsvollsten. Bei mehr als 25° Neigung werden sie von der Runsenspülung und Hangzerschneidung abgelöst. Die Abtragungsleistung wächst somit bei zunehmender Hangneigung, bei gleicher Neigung ist sie am Konvexhang stärker und am wirksamsten unterhalb von perennierenden Schneeflecken.

Die fossilen Kryoturba-tions- und Solifluk-tionsdecken Mitteleuropas entstanden bei wärmerem sommerlichen Strahlungsklima (im Verhältnis zu SE-Spitzbergen). Sie erfuhren außerdem im Spätglazial, insbesondere beim finiglazialen Abschmelzen der Dauergefrorenis Veränderungen. Die rezenten im Polargebiet repräsentieren dagegen ein lebendes, reines „Hochglazial“. Der Vergleich beider Typen erlaubt für die fossilen mitteleuropäischen Bildungen eine schärfere Trennung der im einstigen Auftauboden und der im einstigen Dauerfrostboden gebildeten Frostmuster, sowie die Eingliederung finiglazialer Vorgangsspuren. Die so gewonnenen Möglichkeiten feiner Differenzierung fossiler Frostbodendecken werden an typischen Beispielen erläutert.

Hinsichtlich der Flußarbeit sind Schmelzwasserreichtum im Sommer — bei fehlender Versickerung und minimaler Verdunstung —, rascher Hangabfluß und starke Grobschuttfuhr die Voraussetzungen der starken Erosionsleistung im eisfreien Polargebiet. Deren Hauptsache liegt jedoch in der besonderen Struktur der oberen Zonen des Dauerfrostbodens („Tabereis-Zone“). Die in dieser bewirkte, völlige Gesteinszertrümmerung enthebt hier die Flüsse — in scharfem Gegensatz zu allen anderen Klimazonen — der eigentlichen Erosionsarbeit. Sie brauchen nur alljährlich eine Oberschicht der „Tabereis-Zone“ zu schmelzen, um die schon gelockerten Trümmer sofort mit ihrer Schuttlast abtransportieren zu können. Nur so sind aber auch die enormen Erosionsleistungen der eiszeitlichen Flüsse Mitteleuropas zu erklären. Nicht die Interglazialzeiten, sondern jeweils die Frühglazialperioden waren von Kaltzeit zu Kaltzeit die Hauptphasen der Taleintiefung. Mit Recht kann man den Bereich des Tundren- und Frostschuttklimas morphologisch als die „exzessive Talbildungszone“ bezeichnen.

Diskussion. E. SCHENK: Der Terminus „Tabereis-Zone“ ist wohl besser durch einen anderen zu ersetzen, da er in der amerikanischen Literatur seit langem und in viel weiterem Sinne — Kluffeis im allgemeinen — verwandt wird. K. KAISER: In Mitteleuropa dürfte die Erosionsleistung der Flüsse im allgemeinen nicht während der Frühglazialzeiten erfolgt sein, sondern während der Interglaziale, vielleicht schon im späten Hochglazial beginnend, dafür können z. B. aus dem Rhein-stromgebiet zahlreiche Beweise erbracht werden. Eine Abweichung von dieser Grundregel dürften lediglich die thalassostatisch — vor allem in bestimmten Mündungsgebieten — und tektonisch (Senkung, Hebung, bruchtektonische Schollenverstellungen) geregelten Erosions- und Akkumulationsrhythmen darstellen. Nach den Ausführungen des Referenten über SE-Spitzbergen hatte man den Eindruck, daß die Untergrenze der Auftauböden (Kryoturba-tionsböden) eine \pm horizontale Fläche sei; bei den fossilen Mitteleuropas ist es aber in der Regel so, daß diese Untergrenze oft auf engem Raum mit ganz unterschiedlichen Beträgen bis zu mehreren Metern schwanken kann; eine Feststellung, die im Hinblick auf die Rekonstruktion von Sommertemperaturen leicht zu falschen Werten und Vorstellungen verleitet. Natürlich wirkte sich das wärmere sommerliche Strahlungsklima Mitteleuropas neben den oft engräumlichen Unterschieden des Reliefs und der edaphischen Verhältnisse — z. B. der Schneebedeckung und Bodenbewachsung — während der pleistozänen Kaltzeiten ganz anders auf die Untergrenze der Kryoturba-tionsböden aus als heute in SE-Spitzbergen. Sind aber nicht auch heute in SE-Spitzbergen — z. B. bei unterschiedlichen Schneedecken- und Reliefbedingungen — gewisse Unterschiede in der Tiefe der „Tagesfläche“ festzustellen? (BÜDEL: Die Grenzfläche zwischen Auftau- und Dauerfrostboden scheint in der heutigen Hocharktis [z. B. Spitzbergen] in der Tat gleichmäßiger unter der „Tagesfläche“ zu verlaufen als im kaltzeitlichen Mitteleuropa. Der Hauptgrund dafür ist wohl, daß im kaltzeitlichen Mitteleuropa Strahlungsunterschiede — insbesondere diejenigen zwischen Sonnen- und Schattenseite — eine viel größere Rolle spielten als im heutigen Sommer der Hocharktis. Sämtliche Varianten des Gesteins, der Bodenbildung und der Bewachsung machten dort im Mittel nur Schwankungen von $25\text{--}40$ cm aus [Extreme bei 17 und — in einem Sonderfall — 68 cm]; im kühleren Sommer 1959 etwa 22 cm, im wärmeren Sommer 1960 ca. 30 cm im Mittel. In Frostmusterböden aller Art war der Auftauboden unter Feinmaterial mit seiner höheren Wärme- und Wasserkapazität im Mittel fast 10 cm tiefer als unter Grobmaterial mit geringerer Wasserkapazität und seinen wärmeisolierenden Luftkissen zwischen den Geröllen.)

M. SCHWARZBACH: **Zur Verbreitung der Strukturböden in Island.** (Vgl. dazu die Arbeit in diesem Band, S. 85—95).

Diskussion. J. BÜDEL: Das Zurücktreten von Strukturböden in den edaphisch trockenen Bereichen der inneren Hochebenen Islands ist sehr eindrucksvoll. Die Wirkungen des Bodenfrostes auf die Bildung von Froststrukturen — und die für solche typischen Abtragungsvorgänge — bewegen sich nicht nur in dem Gegensatz: Vorhandensein oder Fehlen von Dauerfrostboden; zwischen beiden Extremen gibt es zahlreiche Zwischenformen. Sie wirken verschieden, je nachdem, ob der Winterfrostboden in der Tiefe des Bodenprofils — in der lappländischen Tundra in 50 cm bis 2 m Tiefe — im Frühjahr gleichzeitig mit der Hauptschneesmelze abtaut oder ob er zu dieser Zeit noch vorhanden ist. Im letzteren Fall ist die morphologische Wirkung der eines Dauerfrostbodens fast gleich, denn er verhindert dann die Versickerung und macht die Schneesmelze in ganz ähnlicher Weise wie ein Dauerfrostboden morphologisch aktiv. Für die Entscheidung, ob ein Boden edaphisch trocken ist oder nicht, spielt daher neben der Gesteinszusammensetzung das jeweilige zeitliche Verhältnis zwischen der Abschmelzperiode des Schnees und derjenigen des Winterfrostes im tieferen Teil des Bodenprofils eine sehr wichtige Rolle (M. SCHWARZBACH: Weder an der Küste noch im Landesinnern Islands ist — abgesehen von höheren Lagen — ein Dauerfrostboden vorhanden. Der von J. BÜDEL in der Diskussion vorgetragene Gesichtspunkt kann für das Zustandekommen gewisser Strukturböden Islands eine Rolle spielen, erklärt aber nicht die Unsortiertheit bei den isländischen Pflasterböden.) E. SCHENK: Zur Frage der Entstehung der isländischen Wüsten ist zu ergänzen, daß hier früher doch wohl größtenteils von Vegetation eingenommene Gebiete gewesen sind, dann sind Thufur-Wiesen an deren Stelle getreten, daraus haben sich wohl die Pflasterboden-Bereiche entwickelt und schließlich Ansätze von Frostmusterböden als letztes Glied der Entwicklung eingestellt. Diese ganze Entwicklung habe sich relativ rasch in z. T. jüngster Vergangenheit abgespielt. K. RICHTER: Im Osten Islands sind Feinstreifen von Daumenbreite nur in rhyolithischen Gesteinen, nicht aber in Basalten zu beobachten, was man wohl auf unterschiedliche thermische Effekte zurückführen muß. Weitere Diskussionsbemerkungen: E. EBERS und E. SCHOENHALS.

H. BREMER: **Morphologische Spuren des pleistozänen Klimawechsels in Zentral-Australien.** An einem isolierten Glockeninselberg — Ayers Rock — zeigen verschiedene Verwitterungsbildungen — Rensen. Abplattungen, Oricangas-Tafoni-Schuppen, Kernsprünge, Abgrusungen — einen klimatischen Wandel von feuchteren und trockeneren Perioden an. Solche Phasen lassen sich aber auch auf den Flächen nachweisen: Lateritisierung, Ausräumung breiter Mulden, 2 Terrassen an den Salzseen, Rotlehme, 2 Kalkabscheidungsphasen, Dünen, Silifizierungen. In den McDonnell-Ketten finden sich außerdem 2 Flußterrassen und Schuttschleppen an den Hängen, die auf ein feuchteres Klima hinweisen. Ein mindestens zweimaliger Wechsel von gegenüber heute feuchteren und trockeneren Phasen ist wahrscheinlich.

Diskussion. J. BÜDEL: Es ist wichtig, daß hier der Nachweis für die Unterscheidung von Pluvialen und Trockenzeiten während des Pleistozäns gelang, wenn dieser auch z. B. gegenüber der Sahara gering ist. Sowohl in Inneraustralien als auch in der Sahara sind die ältesten Landoberflächen von mächtigen Rotlehmen aus einer präpleistozänen Feuchtheit überdeckt, wobei diese in Inneraustralien noch von Lateritkrusten überzogen sind. Eine Verknüpfung der gezeigten Einzelprofile ergibt, daß der markante Inselberg von Ayers Rock diesen alten Flächen noch aufsitzt und somit zu den ältesten Reliefelementen gehört. Eine Parallelisierung von Phasen der Groß- und Kleinformenbildung ist ein methodisch neuartiger, Erfolg versprechender Weg. P. WOLDSTEDT: Wohl sind die Laterite im allgemeinen hier ins Tertiär zu stellen: in Einzelfällen dürften sie sich aber auch noch durchaus während der Interglaziale, zumindest in den altpleistozänen, gebildet haben (ebenso: K. BRUNNACKER). Für eine derartige Gliederung sind auch die Binnenbecken gut geeignet.

A. VON TROFIMOWITZ: **Die Eiszeiten und ihre astrophysische Ursache.** Dadurch, daß die Weltkörper einander attrahieren und gegenseitig auf ihre elektromagnetischen Hüllen (C, D₁-D₃) einwirken, bringen sie diese zur Deformation. Durch den Druck und das Repellieren der elektrischen Ladungen bei den molekularen Stoffen der Lufthülle entsteht die Deformation derselben und zwar durch das Ausweichen von gleichgeladenen Einheiten in die elektromagnetischen Hohlräume der Hüllen C, D₁-D₃; das ist das Phänomen β . Genau derselbe Prozeß deformiert aber auch die Hydrosphäre (Phänomen γ), welche dann das geographische Antlitz der Erde oft durchgreifend verändert. Bei diesem komplizierten Zusammenspiel der Kräfte übernehmen die magnetischen Pole die leitende Rolle, welche vordem die Rotationspole innehaben, und so entstehen die klimatischen Zonen, welche durch die Abplattung der Erdatmosphäre und das Zusammenspiel der magnetischen mit den Rotationspolen zustande kommen. Dieser Zustand ruft eine starke Abplattung der Erdatmosphäre an den magnetischen Polen hervor, welche dann eine Vereisung dieser

Zonen bewirkt. Das Zusammenspiel des magnetischen und des Rotationspoles bewirkt verstärkte Niederschläge, welche im Zusammenhang mit den kalten Zonen verstärkte Anhäufung von Schnee- und Eismassen zustande bringt. Die einzelnen Phasen der Glazialzeiten verdanken ihr Sein nur diesen Prozessen. Die Vereisungen entstehen somit letzten Endes durch das Zusammenspiel von Erde — als Ausgangspunkt und leidendem Körper —, Mond, Sonne und den nächstbefindlichen Planeten; doch die Trinität Erde-Mond-Sonne ist dabei der Hauptfaktor. Diese astrogenetischen Berechnungen wurden in letzter Zeit durch die amerikanischen und russischen Satelliten-Beobachtungen bestätigt, ebenfalls auch Wetterprognosen, die auf Grund derselben Faktoren gemacht werden konnten und die sich bis auf den Tag im Laufe von 3 Jahren als richtig erwiesen haben.

F. SCHUH: Das kontinentale Klimaproblem in seiner Gesamtheit und das Problem der quartären Eiszeit im besonderen. Die quartären Eiszeiten werden im Grunde auf äquatoriale „Saugfaltungen“ an der Wende Kreide/Tertiär zurückgeführt, nachdem sich bis dahin die großen Kontinentalmassen zusammengeballt in Äquatornähe befunden haben sollen; während nachher im Tertiär im Zusammenhang mit atomaren Großexplosionen die Kontinentalschollen polwärts abdrifteten, bis sie an der Wende zum Quartär eine für die Vereisungen günstige Lage einnahmen. (Vgl. hierzu die Kurzberichte in der „Naturwiss. Rundschau“ 1958, S. 429-438, und 1961, S. 311-314.)

E. EBERS: Das Laufenschotter-Profil von Hörmating in Oberbayern und das Périgordien inférieur. Der nach N fortschreitende Abbau des Laufenschotter-Profiles von Hörmating ermöglichte weitere Erkenntnisse über jene „kaffeebraune Verwitterungszone“ im Kern des Drumlins, die E. EBERS (1960) auf Grund zweier C^{14} -Daten als interstadiale Bildung ans Ende des Frühwürms — „Göttweig“ im Sinne von H. GROSS (1960) — einordnete (1. Torf, Alter 45300 ± 100 Jahre; 2. Holzrest „abgerollt und zugespitzt, umgelagertes Eem“, älter als 53000 Jahre). Für ein rißglaziales Alter des Hörmatinger Basal-Schotters und eine letztinterglaziale Stellung der Erscheinungen an seiner fossilen, begrabenen Landoberfläche — im Sinne von K. BRUNNACKER (1962) — waren inzwischen wirklich schlüssige Gründe nicht zu finden, so daß es bei einer Deutung als interstadiale Ablagerung bleibt. Vergleichende Studien über andere Würm-Vorrückungsschotterprofile am bayerischen Alpenrande und in der Schweiz (bis zur „alluvion ancienne“ des Rhonegletscher-Gebietes), sowie die formale Übereinstimmung mit chronologischen Gliederungsergebnissen in der Dordogne (u. a. F. BORDES) sieht die Referentin als Bestätigung ihrer Auffassung über die Hörmatinger Profil-Deutung an.

Diskussion. H. SCHWABEDISSEN: Vergleiche so weit auseinanderliegende Fundstellen (Dordogne — Hörmating) erscheinen grundsätzlich schwierig; es sei denn, daß feste Ausgangspunkte in Form von übereinstimmenden Kulturhinterlassenschaften oder von gleichen C^{14} -Daten vorliegen: solche sind offenbar aber nicht vorhanden. K. BRUNNACKER: An der Hangendgrenze des unteren Schotters tritt z. Zt. im Hörmatinger Profil in der gerade noch angeschnittenen Reliefdepression ein Anmoorgley auf, der hangaufwärts in Gley, dann Gley-Parabraunerde und schließlich in typische Parabraunerde übergeht. Hierbei handelt es sich sicherlich um eine interglaziale Bodenvergesellschaftung (Catena), wobei jedoch nicht ausgeschlossen sein soll, daß die schwach anmoorige Bildung auf eine Aufstau des Gewässernetzes zu Beginn der Würmeiszeit zurückgeht und der Pollenzone 11 oder 13 entspricht. Dann wäre allein diese Anmoorbildung etwas jünger als die übrigen Glieder der Catena. Die den Anmoorgley überlagernden braunen Lehme sind Fließerden, welche aus dem (B)-Horizont der in Hanglage interglazial entstandenen Parabraunerde hervorgegangen ist. K. KAISER: Neben der „kaffeebraunen Verwitterung“ im Schotter liegt doch offenbar entgegen der Deutung von K. BRUNNACKER (1962) eine davon zeitlich zu trennende und das Schotterprofil nach oben abschließende „kressfarbene Bodenbildung“ unter der Grundmoräne vor (ebenso: I. SCHAEFFER und E. SCHOENHALS). Da die offenbar sich widersprechenden C^{14} -Daten zur Klärung der Hauptfrage nach der Zeitstellung der „kaffeebraunen Verwitterungszone“ wenig verlässlich erscheinen, bedarf es noch spezieller sedimentologischer Untersuchungen des gesamten Hörmatinger Schotterprofils — und ebenso, wie J. BÜDEL anregte, auch der weiteren Umgebung —. Handelt es sich bei dieser kräftigen Bodenbildung um ein durch Zusammenschwemmung noch verstärktes Äquivalent des letzten Interglazials (K. BRUNNACKER, J. BÜDEL), so müßte der dann rißeiszeitliche Basal-Schotter von dem frühwürmeiszeitlichen Hangenschotter doch irgendwie sedimentologisch unterscheidbar sein: z. B. hinsichtlich quantitativer Geröll- und Mineralunterschiede oder im Hinblick auf unterschiedliche Verwitterungsgrade bestimmter Geröllkomponenten (vor allem die sauren, feldspatreichen und grobkörnigen Magmatika aus den Zentralalpen) und Sandminerale (Feldspäte und unter den Schwermineralen besonders — falls überhaupt vorhanden — die leichter anwitterbaren Instabilen vulkanischer Herkunft, wie Augit oder Basaltische Hornblende). R. GERMAN führte im Sinne der Auffassung der Referentin noch weitere Beispiele aus Süddeutschland mit detaillierter Würmgliederung an. W. WUNDT versuchte im Sinne der MILANKOVITSCH-Theorie die Ursachen derartiger Schwankungen theoretisch zu begründen.

F. HELLER & P. SESSLER: **Ein bedeutsames Profil aus dem Höhlendiluvium der nördlichen Frankenalb.** (Vgl. dazu die Arbeiten von F. HELLER und K. BRUNNACKER in diesem Band, weswegen es sich hier erübrigt, auf die stratigraphischen Dinge einzugehen; die eingehende Diskussion über das Höhlenprofil von Hunas erfolgte während der Exkursion). Von besonderer Bedeutung ist die Tatsache einer mehrmaligen Besiedlung oder zumindest Begehung durch den eiszeitlichen Menschen. Insgesamt ließen sich bisher mindestens 4 verschiedene, artefaktführende Horizonte nachweisen, die alle vor dem Moustérien eingestuft werden müssen.

H. DIEHL: **Die Paläolithstation Ziegelwald bei Groß-Umstadt, Landkreis Dieburg.** Der Ziegelwald, eine Porphyrruppe, ist von einigen Gängen durchzogen (ursprünglich Schwer-spatgänge, später dann durch ein Kieselsäuregestein ersetzt). Daneben kommen Breccien und Kontaktgesteine in der Nachbarschaft solcher Gänge und des Porphyrs vor. Diese variierenden, äußerst harten und schwer zu bearbeitenden „Ziegelwald-Quarzgesteine“ bilden das Material, aus denen paläolithische Werkzeuge angefertigt sind. Ausschlaggebend für die paläolithischen Stationen ist die günstige Lage der 255 m hohen Ziegelwald-Kuppe am Rande einer lößbedeckten Hangzone gegen eine weite Ebene als Jagdgebiet, und daß sich der Rohstoff der Werkzeuge „vor der Tür“ fand. Die Werkzeuge stellen Abschlagskulturen dar, wenn auch mehr oder weniger abweichend von den bekannten Formen; vielfach sind sie aber bemerkenswert handlich gearbeitet.

Diskussion. H. Schwabedissen: Bei einigen der vorgelegten Stücke sind zweifellos Spuren menschlicher Bearbeitung zu erkennen; andererseits erscheint aber bei vielen die Artefakt-Natur nicht klar, wobei das spröde Rohmaterial einer sicheren Beurteilung große Schwierigkeiten entgegengesetzt.

G. BOSINSKI: **Zur Charakteristik einer mittelpaläolithischen Formengruppe und das Problem ihrer geochronologischen Einordnung.** (Vgl. die Arbeit in diesem Band, S. 124-140.)

Diskussion. H. SCHWABEDISSEN: Kann Lebenstedt, das nach einer C¹⁴-Datierung (ca. 55 000 Jahre) ins Frühwürm gestellt wird, nicht anders (evtl. in die Warthe-Zeit) eingeordnet werden? K. RICHTER: Die Fluorteste bestätigen die Auffassung Frühwürm. O. SICKENBERG: Der Fundhorizont in Lebenstedt kann vielleicht umgelagert sein. Dören und Rethen müssen aus dem Kreis der angeführten Stationen ausgeklammert werden, da die stratigraphische Stellung der Fundstellen nicht genügend genau zu fixieren ist; nach K. J. NARR ebenfalls Herne und F. HELLER gleichfalls die Balver Höhle (nach der Fauna im tiefsten Teil der Höhle könne es sich bestenfalls um Eem handeln). H. SCHWABEDISSEN: Wenn so vieles ausgeklammert werden muß, so ist natürlich auch an die Möglichkeit zu denken, daß die einzelnen Formengruppen nicht zeitlich so eng fixierbar sind, sondern daß einzelne Formenkreise auch noch länger fortleben haben können. Zuvor sollte aber jedoch die Datierung der einzelnen Stationen (besonders Lebenstedt) seitens der Geologie überprüft werden.

P. WOLDSTEDT: **Die Eiszeiten auf der Südhalbkugel** (Öffentlicher Abendvortrag). Durch eindrucksvolle Lichtbilder wurde demonstriert, daß die „Neuseeländischen Alpen“ auf der Südsinsel hinsichtlich des Charakters (ausgedehntes Eisstromnetz) und Ausmaßes der pleistozänen Vergletscherungen (Vorlandvergletscherung auf der Westseite z. T. bis über die heutige Küstenlinie hinaus) wie auch im Hinblick auf die Wiederkehr der Vereisungen vollständig mit unseren Alpen zu vergleichen sind. Im Zusammenhang damit ist für die pleistozänen Schichtenfolgen (besonders von Wanganui auf der Nordinsel) eine Abfolge nach Warm- und Kaltzeiten nachzuweisen wie für die Nordhalbkugel. Das gilt insbesondere auch für die marinen Schichtenfolgen des Quartärs: Nicht nur auf Neuseeland, sondern auch in Australien und Südafrika ist das interglaziale Alter der hohen Meeresstrände durch warme Mollusken zu belegen, so daß sich hier eine Übereinstimmung zu den Küstenprofilen der Nordhalbkugel, insbesondere zu den quartären Meeresstränden des Mittelmeer-Gebietes, ergibt. Nach den bisher vorliegenden C¹⁴-Daten (vor allem von Neuseeland) kann es ferner als erwiesen gelten, daß die Gliederung der letzten Kaltzeit und des Holozäns dort wie hier in Europa die gleiche ist, woraus man aber mit dem Vortragenden nur den Schluß ziehen kann, daß die MILANKOVITCH-Kurve in der vorliegenden Form nicht als letzte Ursache der Eiszeiten und der quartären Klimaschwankungen herangezogen werden kann. Zum Schluß seines Vortrages ging der Vortragende auf die Frage der frühesten Menschheitsentwicklung ein, insbesondere auf die neueren Funde von Skelettresten der Australopithecinen und ältester Werkzeuge in Südafrika und deren Zeitstellung.

2. Mitgliederversammlung

(am 22. September 1962)

Derjenigen Mitglieder, die die Deutsche Quartärvereinigung in den letzten Jahren durch Tod verlor, wurde in ehrender Weise gedacht: G. BRUNNER in Nürnberg, F. DEWERS in Bremen, R. GRAHMANN, Inhaber der Albrecht-Penck-Medaille, in Koblenz, K. HIEBLE in Heidel-

berg, R. HUNGER in Freiberg i. Sa., M. U. KASPAREK in Landshut, M. PLASS in Hamburg, G. SCHWANTES in Hamburg, W. SELLE in Braunschweig und O. UENZE in Marburg.

Im Bericht des 1. Vorsitzenden kam als wichtigstes Ereignis der VI. Internationale Quartärkongreß 1961 in Warschau zur Sprache (ausführliche Berichte darüber haben B. FRENZEL und M. SCHWARZBACH in Bd. 12 unseres Jahrbuches gegeben). Als Dank der Deutschen Quartärvereinigung für die mustergültige Vorbereitung und Durchführung des Kongresses sollen einzelnen polnischen Instituten, an denen besonders Quartärforschung betrieben wird, einige Projektionsgeräte überreicht werden.

Für ihre quartärgeologischen Untersuchungen vor allem in Island wurde Fräulein Dr. E. M. TODTMANN in Hamburg und Prof. F. SOLGER, dem nunmehr 85jährigen Nestor der deutschen Quartärgeologen in Berlin-Steglitz, die Ehrenmitgliedschaft angetragen, Prof. K. JESSEN in Kopenhagen und Prof. W. SZAFER in Krakau die Albrecht-Penck-Medaille verliehen. In der Urkunde für Prof. JESSEN heißt es: „KNUD JESSEN, der bedeutende Quartärbotaniker, nicht nur Dänemarks sondern auch Irlands, hat als einer der ersten die Pollenanalyse zur Gliederung der spät- und postglazialen Waldgeschichte verwendet und damit Pionierarbeit geleistet. Durch ihn wurden außerdem unsere Kenntnisse von Herkunft und Verbreitung der urgeschichtlichen Kulturpflanzen gefördert. In klassischen Untersuchungen hat dieser die Grundzüge der Vegetations- und Klimaentwicklung des letzten und vorletzten Interglazials in Dänemark sowie in Norddeutschland in einem großen Werk aufgedeckt. Die kritische Arbeitsweise KNUD JESSENS wird immer vorbildlich bleiben.“ In der Laudatio für Prof. SZAFER heißt es: „WLADISLAW SZAFER, der hervorragende Quartärbotaniker Polens, hat die Flora der Glazial- und Interglazialzeiten, aber auch des Pliozäns, wie des Postglazials seines Landes vorbildlich bearbeitet und damit einen wesentlichen Beitrag zur Erschließung der Vegetationsgeschichte des östlichen Mitteleuropas geleistet. Er hat viele Schüler für seine Arbeitsgebiete zu begeistern und als Mitarbeiter heranzuziehen gewußt. So werden seine Forschungen in der Wissenschaft fruchtbringend weiterwirken.“ (Ein Bild von Prof. SZAFER siehe EuG, XII, S. 236!)

Da P. WOLDSTEDT gebeten hatte, ihn bei der Herausgabe unseres Jahrbuchs, die er seit 12 Jahren in verdienstvoller Weise allein redigiert, zu entlasten, wird vorgeschlagen, M. SCHWARZBACH als zweiten Herausgeber zu wählen. Dem Bericht des Schatzmeisters Konr. RICHTER konnte man entnehmen, daß die Kosten des Jahrbuchs ständig steigen, doch wurde von einer Erhöhung der Mitgliedsbeiträge vorerst abgesehen, da man hoffen könne, durch erhöhte Beihilfen der Deutschen Forschungsgemeinschaft und verstärkte Mitgliederwerbung einer finanziellen Notlage zu entgehen. Aus dem Bericht des Archivars, den K. RICHTER für den dienstlich verhinderten G. LÜTTIG gab, verdient erwähnt zu werden das erfreulich hohe Anwachsen der Vereins-Bibliothek, das in erster Linie auf einem großzügigen Tauschverkehr mit über 70 Institutionen — darunter zahlreichen ausländischen — beruht; demnächst soll eine Liste der in der Vereins-Bibliothek gehaltenen Periodika in unserem Jahrbuch abgedruckt werden.

Nach diesen Berichten aus den verschiedenen Tätigkeitsbereichen des Vorstandes und Kassenprüfung durch I. SCHAEFER und E. SCHOENHALS wurde dem derzeitigen Vorstand einstimmig Entlastung erteilt. Zum neuen Vorstand wurde einstimmig gewählt:

- K. RICHTER in Hannover als 1. Vorsitzender,
- H. POSER in Göttingen als 2. Vorsitzender,
- O. SICKENBERG in Hannover und A. TODE in Braunschweig als Schriftführer,
- P. WOLDSTEDT in Bonn und M. SCHWARZBACH in Köln als Schriftleiter,
- W. MÜLLER in Hannover als Schatzmeister,
- G. LÜTTIG in Hannover als Archivar.

Aus dem Beirat scheidet satzungsgemäß J. D. DE JONG (Haarlem/Niederlande) und W. LÜDI (Zürich/Schweiz) aus. Dafür wurden einstimmig F. HELLER (Nürnberg) und T. NILSSON (Lund/Schweden) in den Beirat gewählt, der sich nun für die folgenden beiden Jahre zusammensetzt aus: J. FINK (Wien), E. GUENTHER (Kiel), F. GULLENTOPS (Louvain), F. HELLER (Nürnberg), H. ILLIES (Karlsruhe), W. KUBIENA (Reinbek bei Hamburg), H. LEMBKE (Berlin-Friedrichshagen), T. NILSSON (Lund) und C. RATHJENS (Saarbrücken).

Die nächste Tagung der Deutschen Quartärvereinigung soll Ende August/Anfang September 1964 im Raum Lüneburg, Goslar oder Bielefeld stattfinden. Eine Beteiligung an der 115. Hauptversammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft, die Anfang September 1963 in Münster stattfindet, wird empfohlen. Über ein Satzungsänderung hinsichtlich einer zu bildenden Kommission für die Verleihung der Albrecht-Penck-Medaille und Ehrenmitgliedschaft wurde beraten. Dieser Verleihungskommission sollen der jeweilige 1. Vorsitzende und alle früheren 1. Vorsitzenden angehören; ferner — solange die Fachrichtungen Paläobotanik und Bodenkunde noch nicht durch einen 1. Vorsitzenden in dieser Kommission repräsentiert werden — F. FIRBAS in Göttingen und E. SCHOENHALS in Hannover.

3. Exkursionen ¹⁾

Exkursion A: **Maintal bei Kitzingen/Unterfranken** am 24. 9. 1962

Führung: K. BRUNNACKER, J. BÜDEL, F. HELLER.

Die teilweise flachwellige und vorwiegend aus Blasensandstein (Keuper) aufgebaute Hochfläche des Schwanberges (472 m) schneidet die nur wenige Grade nach Osten geneigten Schichtglieder \pm horizontal und greift diskordant über prämiozäne Störungen mit z. T. großen Sprunghöhen hinweg. Außer der Oberflächengestaltung zeigen Restschütten und Reliktböden an, daß es sich um eine in der Flächenspülzone entstandene Rumpffläche — „Steigerwaldfläche“ — handelt, der als jüngere Verebnung die durchwegs 200 m tiefere „Gäuffläche“ gegenübersteht. Nach J. BÜDEL (1957) ist die Ausbildung beider Rumpfflächen an wechselseuchte, tropisch-subtropische Klimabedingungen geknüpft, wobei der ersteren sarmato-pontisches, letzterer mittel- bis oberpliozänes Alter zugemessen wird²⁾. Die zwischen der „Steigerwald-“ und „Gäuffläche“ liegende Stufe wurde in Anpassung an die Härteunterschiede der ausstreichenden Keuperserie zur „Schichtstufe“. Ihre Anlage ist nicht älter als die „Gäuffläche“ und seitdem im Mittel nur einige 100 m bis äußerstenfalls 2 km zurückverlegt worden. Erst nach der Ausbildung der „Gäuffläche“ beginnt im Oberpliozän die Zertalung (Main mit Tributären), die nach J. BÜDEL zunächst zur Donau hin orientiert war — Mainschotter auf den Hauptwasserscheiden —, wobei phasenhaft nach und nach eine Anzapfung zum Rhein hin erfolgte; die letzte Anzapfung des oberen Mains erst an der Wende Plio-/Pleistozän³⁾. Erst im Tundren- und Frostschuttklima der quartären Kaltzeiten erfolgte dann schließlich der völlige Umschlag zur raschen Taleintiefung (Zerschneidung der Rumpfflächen und Schichtstufen). Die präquartäre Flächen- und Stufenbildung deutet neben dem im Quartär tief eingeschnittenen Tälern — so die in die „Gäuffläche“ eingelassenen Main-Nebentalungen in der Fußzone des Schwanberges als auch das Maintal bei Kitzingen selbst — die Zweiphasigkeit der klimamorphologischen Entwicklung Frankens an.

In der mittleren, ca. 40° nach Westen geneigten Hangzone des Schwanberges östlich Rödelsee bei Kitzingen ist über deutlich hakenschlagendem, flachlagerndem Keuperton (Lehrberg-Schichten) unter schwach durchbewegten Steinmergelbänken durch Vertikalzerspaltung, gelegentlich aber auch durch Schräg- oder Horizontalspalten reich gegliedert („Tabereis-Zone“), ein im Schrägschnitt mehrere m mächtiges, zweischichtiges Solifluktsdecken-Profil erschlossen, das nach J. BÜDEL hochglaziales Alter haben soll, allerdings aber durchaus auch eine spät- oder sogar postglaziale Veränderung mitgemacht haben dürfte. Die mächtige „Oberschicht“ (vorwiegend Blasensandstein-Schutt) wurde als Zone stärkster Turbulenzen des immerfort sommerlich aufgetauten Dauerfrostbodens angesprochen, die nur wenige Dezimeter mächtige „Unterschicht“ als Zone schwacher Turbulenzen des nur gelegentlich in besonders warmen Eiszeitsommern tiefer aufgetauten Bodens³⁾.

Die über Gesteinen des unteren Keupers gelegentlich bis zu vielen m mächtig auflagernden, zweischichtigen Flugsande des Klosterforstes bei Kitzingen sind nach K. BRUNNACKER (1958, 1960) im Hangenden durch 2 Böden gegliedert. Eine begrabene, schwach entwickelte Braunerde konnte mit Hilfe von Kulturresten (Hallstatt B nach G. KOSSACK) und palynologischen Untersuchungen (frühes Subatlantikum nach H. GROSS) datiert werden. Diese Bodenbildung ist wohl auf die frühe menschliche Besiedlung und damit verbundene Rodungen zurückzuführen. Aus gleichem Anlaß kam es in dieser Zeit zur Verschwemmung der älteren Dünensande, gelegentlich aber auch bis zu 20 cm mächtigen Moorbildungen und zu erneuten Verwehungen, die vor allem auf Winde aus SW hinweisen. In diesen jüngsten Flugsanden, vor allem auf den „geköpften

¹⁾ Der Dank der Tagungsteilnehmer gilt allen, die die Exkursionen in so vorbildlicher Weise vorbereitet haben: Doz. K. BRUNNACKER (München), Prof. J. BÜDEL (Würzburg), Prof. Fl. HELLER (Erlangen), Doz. G. HÖHL (Erlangen), Dr. H. KÖRBER (Krefeld), Amtmann i. R. H. LINDNER (Furth im Wald), Dr. h. c. G. PRIEHÄUSER (Zwiesel) und P. SESSLER (Ansbach).

²⁾ Grundsätzlich muß man der Auffassung von J. BÜDEL über die „doppelten Einebnungsflächen Schwabens“ zustimmen. Ob aber ihre Ausbildung in noch so junger Zeit erfolgte (Gäuffläche), d. h. ob im süddeutschen Raum damals noch wechselseuchte, tropisch-subtropische Klimabedingungen herrschten, erscheint doch nach den sonstigen allgemein-geologischen Befunden fraglich. Ob schließlich auch die Anzapfung des „Donau-Mains“ endgültig erst an der Wende Plio-/Pleistozän erfolgt ist, muß angesichts der Tatsache der graptolithenführenden Lydite in den pliozänen Kieseloolith-Schichten des mittleren und unteren Rheintales, die sich wahrscheinlich nur aus den oberen Maininzügen herleiten lassen, ebenfalls in Zweifel gestellt werden (vgl. dazu die in K. KAISER 1956 angegebene diesbezügliche Literatur).

³⁾ Beachtung verdient eine Diskussionsbemerkung von F. WEIDENBACH, die sich vor allem auf Funde von Kulturresten (u. a. Knochen und Scherben), teilweise aus tieferen Teilen der mächtigen Oberschicht, stützte, und wonach jede derartige chronologische Deutung eines solchen steilen Hangschuttdecken-Profiles doch recht zweifelhaft sei.

Dünen“, ist gegenwärtig ein schwacher Podsol entstanden, so daß inzwischen ein Bodentypenwandel eingetreten ist..

Weiter westlich werden im Klosterforst die Flugsande bereits von geröllführenden Flugsanden unterlagert, die einen älteren Talboden des Mains anzeigen (Jüngere Hauptterrasse). Nach morphologischen Untersuchungen von H. KÖRBER (1962) wurde hier das Maintal im Anschluß an die jüngere Hauptterrasse-Zeit bereits im frühen Mittelpleistozän (Cromer?; Faunen von Randersacker und Volkach) stark eingetieft. Danach erfolgte Aufschüttung und darin dann wiederum Einschachtelung der jüngeren Mainterrassen.

Beachtlich im Zusammenhang mit der Talentwicklung des mittleren Maintales sind als jüngste Aufschüttungen mittelalterliche Mainablagerungen (grobe Sande mit Mollusken und mittelalterlicher Keramik) in einer Sandgrube bei Albertshofen nördlich Kitzingen aufgeschlossen. Die Ursache dieser entlang den größeren Flüssen Süddeutschlands weitverbreiteten mittelalterlichen Akkumulationsperiode ist noch nicht völlig geklärt (Rodung?; Tektonik?; vgl. K. BRUNNACKER 1958).

In der neuangelegten Grube der Lößziegelei PAVEL & BECKER II in Kitzingen ist das derzeit einzig bekannte Lößprofil Süddeutschlands in „kontinentaler Fazies“ erschlossen. Über rißeiszeitlichem Löß liegt eine typische Parabraunerde (Eem), worüber 2 mächtige Humuszonen vom Typus der „Feucht-Schwarzerden“ mit braunen Flecken und zahlreichen Krotowinen folgen, dann eine braune Basisfließerde und schließlich der würmeiszeitliche Löß. Stellenweise ist darin ein brauner Verwitterungshorizont in parautochthoner Lage zwischengeschaltet (Paudorf?). In der Lößziegelei KORBACHER in Kitzingen ist demgegenüber die typische Profilausbildung der süddeutschen Trockengebiete aufgeschlossen. An Stelle der Humuszonen tritt hier eine „humose Basisfließerde“ auf, an deren Basis paläolithische Artefakte gefunden wurden. Am Rande einer Delle liegen über der postglazialen Parabraunerde noch Abschwemm-Massen, die auf Grund ihrer Einschlüsse in die frühe Neuzeit gehören.

Ein interessantes „Gips-Schwarzerde-Profil“ ist bei Markt-Einersheim südöstlich Ithofen aufgeschlossen. Soweit der Grundgips (mittlerer Keuper) im Bereich von Reliefdepressionen ausstreicht, ist er stark verkarstet; die Karsttaschen sind mit einem humushaltigen, lehmigen Ton verfüllt. Die eingeführte Bezeichnung „Gips-Schwarzerde“ ist insofern irreführend, als es sich um eine Feuchtbildung handelt, gekoppelt an Verkarstung und Zufuhr von mergeligem Gipskeuper-Material. Die Altersstellung ist problematisch; neben ausgehendem Spät- und frühem Postglazial sind auch jüngste Bildungen im Zuge der durch den Menschen ausgelösten Bodenerosion nicht ausgeschlossen.

Exkursion B: **Nördliche Frankenalb** am 25. 9. 1962

Führung: F. HELLER.

Im Langen Tal bei Streitberg sind letztinterglaziale Kalktuffe (a's Gehängetuffe) auf der Grenze Malm α/β mit reicher Schneckenfauna und einzelnen Säugetierfunden erschlossen; ihre Datierung stützt sich vor allem auf das Vorkommen von *Aegopsis (Zonites) verticillus*, *Dicerorhinus kirchbergensis (merckii)*, *Felis (Panthera) spelaea*, *Bison priscus* und *Castor fiber* (vgl. F. HELLER 1951).

Oberhalb Muggendorf, dem Haupthöhengebiet der „Fränkischen Schweiz“ (u. a. Zoolithen- und Moggaster-Höhle), wurde die Rosenmüllershöhle am Kupfenberg („Kupf“) besucht, eine in ihrer Ursprünglichkeit erhaltene Klufthöhle im Malm-Dolomit ohne Wirbeltier- und Artefaktfunde.

An der Stempfermühle war eine Karstquelle mit 3 Quellaustritten — eventuell in Zwischenstellung zwischen Schicht- und tektonischer Quelle (Staffelsteiner Verwerfung) — unser nächstes Besuchsziel. Von Behringersmühle, am Zusammenfluß von Püttlach, Ailsbach und Wiesent, erreichen wir zunächst dem Wiesentale noch folgend zwischen Waischenfeld und Klausstein-Pavillon bei Rabenstein-Neumühle die Jura-Hochfläche, die nach J. BÜDEL als örtliche Fortsetzung der „Steigerwald-Fläche“ aufzufassen ist. Sehr markant macht sich hier die sog. Ostrandstörung (Lichtenfelser Verwerfung) bemerkbar, die die westliche Dolomitlandschaft mit ihrem kuppigen Relief (Weißjura; auf einer Kuppe: Burg Rabenstein) und dem tief und eng darin eingeschnittenen Ailsbachtal gegen die weite Ausräumlandschaft des Kirchahorner Beckens (im Dogger und Lias) verwirft.

Auf der Nordseite des Ailsbachtals, unterhalb von Klausstein-Pavillon, wurde die Sophienhöhle besucht, deren ältester Teil als Klaussteinhöhle oder Ahornloch bereits 1490 urkundlich erwähnt wurde. Ihre Fortsetzung ist 1883 entdeckt und zunächst a's Kochshöhle oder Zoolithenhöhle bei Rabenstein beschrieben worden. Selbst in dem vom Eingang weiter entfernten Teilen finden sich in den Sinterschichten auf dem Boden dieser Schichtgrenzhöhle — und wahrscheinlich durch Mensch oder Tier hierher verschleppt — zahlreiche Reste des Höhlenbären (Schädel), Mammut (Beckenknochen) und Ren (Geweiheteile). Eine Sorgfältige Grabung dürfte hier wohl noch

eine Vielzahl fossiler Tierreste zu Tage fördern. Auch dürfte sie als Siedlungsplatz des vorzeitlichen Menschen fungiert haben, wofür ihre ideale Lage mit einem weiten, rondellartigen, allseitig durch Steilhänge geschützten und teilweise überdachten (durch Seitenerosion des Ailsbaches geschaffen) Vorplatz spricht. Von der Talsohle aus läßt sich am gegenüberliegenden Hang des Ailsbachtals — nur 10 m über der Talsohle und daher wesentlich tiefer am Hang gelegen als die Sophienhöhle — der Eingang zur König-Ludwigs-Höhle (auch Küh- oder Rabenloch genannt) einsehen, in der 1829/30 anlässlich des bevorstehenden Besuches von König Ludwig I. von Bayern durch gewaltsames Zerschlagen der Felsbrocken und Überschüttung mit Feinmaterial der Höhlenboden planiert wurde und dabei der reiche Inhalt an Knochenresten weitestgehender Zerstörung anheimfiel.

Exkursion C: **Bayerischer Wald** am 26. und 27. 9. 1962

Führung: K. BRUNNACKER, F. HELLER, H. LINDNER und G. PRIEHÄUSSER.

In Hunas bei Hartmannshof (große Steinbrüche im Weißjura) haben F. HELLER und P. SESSLER seit 1956 Ausgrabungen in mächtigen quartären Verfüllungen einer großen, aber völlig zu Bruch gegangenen Höhle eines aufgelassenen Dolomitsteinbruches durchgeführt (vgl. die Arbeiten von F. HELLER und K. BRUNNACKER in diesem Band).

In Kötzing hatte H. LINDER eine Ausstellung von Oberflächenfunden präneolithischer Kulturen des Bayerischen Waldes, gruppiert um die Talungen von Regen, Chamb und Schwarzach, zusammengestellt. Ein Faustkeil aus Kreidequarzit (*Jung-Acheul*), 1961 in Pösing (Krs. Roding) gefunden, biegt neben noch anderen Begleitstücken — gefertigt in *Lacton*-Manier — bereits eine Begehung durch den Menschen vor der letzten Eiszeit in der von Regen und Chamb durchflossenen Gebirgspforte nach Böhmen. Weit umfangreicher ist jedoch das Artefakt-Material von zahlreichen Fundstellen dieses Raumes, das H. LINDNER in Anlehnung an die Typologie von H. SCHWABEDISSEN in das „moldanubische Epipaläolithikum“ und Mesolithikum stellt.

Zwischen Kötzing und Bodenmais ist bei Arnbruck über tief verwitterten Graniten, zwischen im Hangenden kaolinisiertem, vergrustem Granit und einer Fließerde (an der Oberfläche) mit basaler „Stauchungszone“, nur wenig mehr als 1 m unter der heutigen Oberfläche, Rotlehm als Reliktboden der tertiären Landoberfläche erhalten, der nach G. PRIEHÄUSSER sarmato-pontisches Alter haben soll⁴).

In der von K. KLOTZ und G. PRIEHÄUSSER angelegten „Waldlehrschau“ am Kreuzstraße bei Zwiesel wird mit Gesteinssammlungen, Bodenprofilen, Blockdiagramme, Profilen etc. angewandte Quartärforschung demonstriert: Beziehungen zwischen Grundgesteinsaufbau, größtenteils quartären Deckschichtenfolgen, Morphologie, Bodenentwicklung, Wasserhaushalt, Flora, Waldbau etc. In der Sammlung fanden vor allem große und z. T. viele Jahrhunderte alte, sowie nach markanten Jahresringen gut gekennzeichnete Stammscheiben ortsständiger Waldbäume große Beachtung.

Anschließend beschäftigte uns das von G. PRIEHÄUSSER vorgeführte „Pleistozän“ auf der Talebene des Kolbersbaches in der Rannenu nördlich Zwiesel. Hierbei soll es sich um eine aus Schotter (Kies, Sand und Flußtrübesatz) aus 5 Eiszeiten — mit Verfirnungsmächtigkeiten bis zu 9 m und mehr in diesem nur wenig über 500 m hohen Bereich — aufgebaute, durch zahlreiche Rinnen mit Anfangskolken und Schotterhügelreihen oberflächlich gegliederte Sanderfläche handeln, in deren oberen Teil die „Grüben und Kesselfelder“ als Spuren von Toteisbildungen des Hochglazials — Würm (aber noch während des Spätglazials randlich von Fließerden erreicht) bis zu Höhen um 530 m erhalten geblieben wären⁵).

Im Arbergebiet (1456 m) waren nach A. RATHSBURG im Maximum der letzten Vereisung lediglich eine Reihe kleiner Kargletscher entwickelt, deren längster, der des Kleinen Arbersees, in Nordexposition knapp 3 km maß; die eiszeitliche Schneegrenze wurde hier auf ca. 1150 m veranschlagt. Demgegenüber vertritt G. PRIEHÄUSSER die Ansicht einer wesentlich ausgedehnteren,

4) Zwar dürften solche Rotlehme hier unter warm-feuchten (wärmer als heute) Klimabedingungen hervorgegangen sein, doch fehlt bislang noch für die sarmato-pontische Einstufung der exakte Beweis, zumal flächen- und talmorphologische Untersuchungen in diesem Raum bisher noch nicht durchgeführt worden sind.

5) Falls man nicht an eine andere natürliche Entstehung denken sollte, so dürfte es sich bei diesen „Toteisbildungen“ wahrscheinlich um junge, vom Menschen bei der Suche nach Metallen oder Quarz geschaffene Hohlformen handeln.

bis in Höhen unter 500 m herabreichenden und mehrfachen Vergletscherung im Arbergebiet („Firn-eisgrundschutte“ von 5 Eiszeiten mit einer weit tieferen eiszeitlichen Schneegrenzlage⁶).

Exkursion D: Glaziale Landformung und Würm-Gliederung im alpennahen Teil des Ammersee-Stammbeckens bei Murhau am 28. 9. 1962

Führung: J. BÜDEL.

(Vgl. hierzu die Arbeit von K. KAISER in diesem Band.)

⁶) Die in einer Baugrube von Ludwigsthal nördlich Zwiesel und die unterhalb des Großen Arbersees an der Straße nach Regenhütte (hier in einer Höhe von ca. 800 m) aufgeschlossenen und an letzterer Stelle von G. PRIEHÄUSSER als „Firn-eisgrundschutte“ aus 5 Eiszeiten ge-deuteten Hangverkleidungen — leider waren im Straßenprofil oberhalb Regenhütte nur ca. 1 m des Anstehenden von der Oberfläche her einzusehen, während der übrige Teil des ca. 5 m mächtigen Profils durch rezenten Hangschutt verhüllt war — dürften als periglaziale Solifluktionsbildungen aufzufassen sein, wenn sie nicht sogar teilweise als postglaziale Hangschuttdecken anzusehen sind.

Echte glaziäre Ablagerungen, größtenteils in Form von Stirn-Moränen, finden sich hier nämlich erst weiter oberhalb, wo sie (Aufschluß oberhalb des Arbersee-Hotels) girlanden-förmig den beträchtlich übertieften Talschluß des Großen Arbersees umschließen. Selten finden sich gekritzte Geschiebe darin; häufig sind ecken- und kantengerundete Kristallin-Blöcke darin. Diese Bildungen sind von G. PRIEHÄUSSER als spätglaziale Stillstandslagen im Rahmen des Eisrückzuges aufgefaßt worden. Erst einwärts dieser Stirn-Moränen finden sich vom Eise überschlifene Felspartien (u. a. „Seewand“) und Rundhöcker (u. a. in der Fußzone der „Seewand“ gegen den großen Arbersee).

Dennoch ist im Arbergebiet die Lage der eiszeitlichen Schneegrenze tiefer zu veranschlagen — wenig unter 1000 m — als das von RATHSBURG und in der nachherigen Literatur geschehen ist. Einerseits gibt es im Umkreis des Arber-Massivs durchaus Kare in Südexposition, die nahezu strahlungsgeschützt sind und deren Böden bis unter 1000 m hinabreichen; andererseits sind aber auch vielfach die meist weit unter 1000 m gelegenen Kare in südöstlicher (Großer Arbersee) bis nördlicher (Kleiner Arbersee), also in schattseitiger Exposition z. T. nur gering gegen Einstrahlung geschützt, auch dürfte hierbei keine nennenswerte lokolorographische Begünstigung vorliegen. Ferner ist eine Plateauvergletscherung am Arbergipfel wohl kaum voll auszuschließen, zumal hier bei relativ stationär zu denkenden Eismassen kaum mit einer nennenswerten Verschleifung (Felschrammung) und Verformung (Rundhöcker) durch Eis und deren Erhaltung (im Kristallin) zu rechnen ist.

Palaeoclimates Conference in Newcastle, 7.—12. Januar 1963

Das Physikalische Institut von King's College der Universität von Durham in Newcastle upon Tyne — seit einigen Jahren eine führende Forschungsstätte für paläomagnetische Untersuchungen — organisierte mit Hilfe von Nato Advanced Study Institute eine wohlgelungene Paläoklima-Tagung, an der zahlreiche Forscher aus Europa und Nordamerika teilnahmen. Vom 7.—12. Januar 1963 wurden in 8 Sitzungen folgende Themen der Paläoklimatologie behandelt:

Paläoklimatologische Bedeutung der Kohlen (Chairman: R. KRÄUSEL - Frankfurt)

Kreide und Tertiär-Paläobotanik (Chairman: E. DORF - Princeton)

Paläontologie und Paläökologie (Chairman: C. TEICHERT - Denver)

Paläontologie (Chairman: T. S. WESTOLL - Newcastle)

Vergletscherung (Chairman: R. G. WEST - Cambridge)

Eocambrische Vereisung und Devon-Klima (Chairman: M. SCHWARZBACH - Köln)

Wüsten und Paläo-Wind (Chairman: E. D. MCKEE - Denver)

Evaporites (Chairman: F. H. STEWART - Edinburgh)

Perm-Klima (Chairman: J. G. HEMMINGWAY - Newcastle)

Böden (Chairman: R. TAVERNIER - Gent)

Meteorologische Aspekte (Chairman: K. C. DUNHAM - Durham).

Erfreulicherweise konnte auch einer Reihe jüngerer Geologen (Studenten und Assistenten) die Teilnahme an der Tagung ermöglicht werden.

Bevorstehende Tagungen

Internationales Quartär-Kolloquium in Weimar

Die Geologische Gesellschaft, die Paläontologische Vereinigung und das Institut für Quartär-Paläontologie in Weimar veranstalten ein internationales Kolloquium über:

Das Pleistozän von Voigtstedt in Thüringen und die Grenze Unterpleistozän/Mittelpleistozän im zentraleuropäischen Raum.

Die Tagung findet vom 23. bis 28. September 1963 in Weimar statt und behandelt in zahlreichen Vorträgen vor allem den paläontologischen Inhalt des Voigtstedter Profils, weiter für einen größeren Raum Mitteleuropas die Grenze Unterpleistozän/Mittelpleistozän, wobei außer Mittel-Mitteleuropa auch einige fernergelegene Gebiete, wie Rußland, Spanien und England behandelt werden. Eine Exkursion nach Voigtstedt beschließt die Tagung, zu der besondere Einladungen ergangen sind.

Paläoklima-Tagung der Geologischen Vereinigung in Köln, 5.—7. 3. 1964

Die Geologische Vereinigung wird ihre nächste Hauptversammlung vom 5.—7. 3. 1964 in Köln abhalten. Die Vorträge werden das Hauptthema „Paläoklima“ behandeln. Geschäftsführer der Tagung ist M. SCHWARZBACH, Köln.

Tagung der Deutschen Quartärvereinigung im Jahre 1964

Die nächste Tagung der Deutschen Quartärvereinigung soll Ende August/Anfang September 1964 in Norddeutschland stattfinden (Tagungsort Lüneburg, Goslar oder Bielefeld).

Als ein wichtiges Thema der Tagung ist vorgesehen: Die Gliederung des mitteleuropäischen Pleistozäns und die Benennung seiner Unterabteilungen. Ein einleitendes Referat darüber wird P. WOLDSTEDT halten. Das Thema erscheint besonders wichtig mit Rücksicht auf den Inqua-Kongreß 1955 in Nordamerika.

VII. INQUA-Kongreß, USA, 1965

Das Organisations-Komitee des VII. INQUA-Kongresses hat inzwischen das 1. Circular versendet. Der Kongreß wird vom 30. 8. bis 5. 9. 1965 in Boulder und Denver, Colorado, stattfinden. Präsident des Komitees ist Rich. F. FLINT, Generalsekretär Gerald M. RICHMOND (Buildg. 25, Denver Federal Center, Colorado). Das Exkursions-Programm gibt 12 verschiedene Routen zwischen Florida und Alaska an.

Termine für Anmeldungen von Vorträgen etc.:

Für Prä-Kongreß-Veröffentlichung: Titel bis 1. 10. 1963, Abstracts und Text (in Englisch) bis 30. 6. 1964.

Für Post-Kongreß-Veröffentlichung: Titel bis 1. 10. 1964, Abstracts bis 1. 1. 1965, Text (in einer der Kongreß-Sprachen) während des Kongresses.

1. Circular beantworten bis 1. 10. 1963, 2. Circular bis 1. 1. 1965.

Die Verfasser von Arbeiten, die im Jahrbuch der Quartärvereinigung gedruckt werden sollen, werden gebeten, folgende Punkte zu beachten:

Manuskripte, mit Schreibmaschine einseitig und nicht enger als anderthalbzeilig geschrieben sowie völlig druckfertig, an die Herausgeber: Prof. Dr. P. Woldstedt, Bonn, Argelanderstr. 118, oder Prof. Dr. M. Schwarzbach, Köln, Zulpicher Str. 47.

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

Die Bildvorlagen müssen vollständig reproduktionsfähig sein.

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

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

50 Sonderdrucke kostenlos, weitere auf Kosten des Verfassers.

Verlag der Hohenlohe'schen Buchhandlung Ferd. Rau, Ohringen/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 paläontologischen 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 9.80**

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.