Eiszeitalter und Gegenwart

Jahrbuch der Deutschen Quartärvereinigung

Im Auftrage des Vorstandes

und unter Mitwirkung zahlreicher Fachgenossen

herausgegeben von

PAUL WOLDSTEDT

ACHTER BAND

MIT 49 ABBILDUNGEN IM TEXT

UND 2 TAFELN

1957

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

Eiszeitalter und Gegenwart	*Band 8*	*Seite 1-223*	*Öhringen/Württ. 1. September 1957*

Deutsche Quartärvereinigung

Hannover, Wiesenstraße 1
Postscheckkonto: Hannover 453 03

Vorstand

1. Vorsitzender : H. Louis, München 2, Luisenstr. 37
2. Vorsitzender : P. Schmidt-Thomé, Holzen b. München, Post Ebenhausen
1. Schriftführer : J. Schaefer, München-Gräfelfing, Maria-Eich-Straße 120
2. Schriftführer : K. Brunnacker, München 27, Möhlstr. 12a
Schriftleiter des Jahrbuches : P. Woldstedt, Bonn, Argelanderstr. 118
Schatzmeister : K. Richter, Hannover, Wiesenstr. 1
Archivar : G. Lüttig, Hannover, Wiesenstr. 1.

Beirat

J. Büdel, Würzburg
Ed. Ebers, Haunshofen
F. Firbas, Göttingen
H. Graul, Gutenzell
K. Gripp, Kiel
H. Gross, Bamberg
H. Lembke, Berlin
W. Lüdi, Zürich
E. Schönhals, Wiesbaden
H. Schwabedissen, Köln
H. Spreitzer, Wien

Ordentliche Mitglieder zahlen einen Jahresbeitrag von 12.— DM, Mitglieder ohne eigenes Einkommen (Studenten usw.) 6.— 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 den Schriftleiter.

Eiszeitalter und Gegenwart

Jahrbuch der Deutschen Quartärvereinigung

Im Auftrage des Vorstandes

und unter Mitwirkung zahlreicher Fachgenossen

herausgegeben von

PAUL WOLDSTEDT

ACHTER BAND

MIT 49 ABBILDUNGEN IM TEXT

UND 2 TAFELN

1957

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

Eiszeitalter und Gegenwart	**8**	*Seite 1–223*	*Öhringen/Württ. 1. September 1957*

Gedruckt mit Unterstützung
der Deutschen Forschungsgemeinschaft

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

INHALT

A. Aufsätze Seite

ANDERSEN, SVEND TH.:

New Investigations of Interglacial Fresh-Water Deposits in Jutland. A Preliminary Report 181—186

BRUNNACKER, KARL:

Bemerkungen zur Feinstgliederung und zum Kalkgehalt des Lösses 107—115

GROSS, HUGO:

Die Fortschritte der Radiokarbon-Methode 1952—1956 141—180

JÁNOSSY, D., KRETZOI-VARRÓK, S., HERRMANN, MARGIT, und VÉRTES, L.:

Forschungen in der Bivakhöhle, Ungarn 18— 36

MÜLLER-BECK, HANSJÜRGEN:

Paläolithische Kulturen und Pleistozäne Stratigraphie in Süddeutschland 116—140

MUSIL, RUDOLF, und VALOCH, KAREL:

Ein Vergleich der Wischauer Senke (Mähren) mit den Lössen der angrenzenden Gebiete 91— 96

PROŠEK, FR., und LOŽEK, V.:

Stratigraphische Übersicht des tschechoslowakischen Quartärs 37— 90

Seite

SCHÖNHALS, ERNST:

Spätglaziale äolische Ablagerungen in einigen Mittelgebirgen Hessens 5— 17

SCHWABEDISSEN, HERMANN:

Das Alter der Federmesser-Zivilisation auf Grund neuer naturwissenschaftlicher Untersuchungen 200—209

VIETE, GÜNTER:

Kritische Bemerkungen zur Bestimmung der pleistozänen Inlandeismächtigkeit mit Hilfe von Drucksetzungsmessungen 97—106

WETZEL, ROBERT:

Datierungsfragen am Bockstein 187—199

B. Buchbesprechungen 210—211

C. Bericht über die Tagung der Deutschen Quartärvereinigung in Marburg (Lahn) vom 22. bis 29. September 1956 212—215

D. Mitgliederliste der Deutschen Quartärvereinigung 216—223

Spätglaziale äolische Ablagerungen in einigen Mittelgebirgen Hessens [1])

Von Ernst Schönhals, Wiesbaden

Mit 4 Abb. im Text

Zusammenfassung. Aus den Hochlagen von Vogelsberg, Taunus und Rhön werden äolische Ablagerungen beschrieben, die — wie mit großer Wahrscheinlichkeit angenommen werden darf — durch Westwinde angeweht worden sind. Es handelt sich nicht um ferntransportiertes Material, sondern jeweils um eine Lokalfazies, was aus der Abhängigkeit der Körnung und des Mineralgehaltes von den Gesteinen der unmittelbaren Umgebung hervorgeht.

Auf Grund von Besonderheiten des Substrates, des an mehreren Stellen des Hohen Vogelsberges aufgefundenen Humushorizontes und der von der Morphologie abhängigen Verbreitung werden die geringmächtigen Deckschichten dem Spätglazial, und zwar der Jüngeren Tundrenzeit, zugewiesen. Das Klima dieses Zeitabschnittes hatte also in den Hochlagen der genannten Gebirge einen periglazialen Charakter.

Abstract. Aeolian deposits, which have been found in the high parts of Vogelsberg, Taunus and Rhön (Western Germany) were transported probably by western winds. It is a local material, which didn't come from afer. The age of this aeolian cover is Late-Glacial, presumably belonging to the Younger Dryas time. In the higher parts of the above-mentioned mountains, the climate of the Younger Dryas time was periglacial.

Inhalt

Einleitung
1. Vogelsberg
   a) Allgemeines
   b) Die periglazialen Ablagerungen des Oberwaldes
2. Taunus
   a) Allgemeines
   b) Die Deckschichten
3. Rhön
4. Entstehung und Alter der Deckschichten.

Einleitung

Von allen minerogenen Bildungen des gletscherfreien Gebietes Mitteleuropas haben die weit verbreiteten äolischen Sedimente wohl mit die größte Bedeutung. Da ihre Entstehung nur bei einem ganz bestimmten Klima möglich war, geben sie uns wichtige Anhaltspunkte für das Klima jener Zeitabschnitte, insbesondere für die vorherrschende Windrichtung und die Niederschlagshöhe.

Bei der Gliederung und Datierung periglazialer Ablagerungen spielen daher der in verschiedener Fazies vorkommende Löß und Flugsand eine besondere Rolle, zumal beide an ihrer charakteristischen Korngrößenzusammensetzung leicht zu erkennen sind. Eine stratigraphische Unterteilung vieler wichtiger Pleistozänprofile wäre ohne die Einschaltung äolischer Schichten nicht oder nur schwer möglich gewesen. Im letzten Jahrzehnt haben hierbei auch die fossilen Böden mehr und mehr an Bedeutung gewonnen.

[1]) Vortrag, gehalten anläßlich der Hauptversammlung der Deutschen Quartärvereinigung in Laufen a. d. Salzach am 4. 9. 1955.

Die mächtigsten äolischen Deckschichten bestehen aus Löß. der — wie bereits vor 3½ Jahrzehnten nachgewiesen wurde (SOERGEL 1919) — während des Maximums der einzelnen Vereisungen, also unter einem trocken-kalten Klima, angeweht wurde. Der Flugsand mit seinen in zahlreichen Gebieten nachweisbaren faziellen Übergängen zum Löß tritt demgegenüber flächen- und mengenmäßig stark zurück. Nur einige Gebiete, so vor allem die Landschaften nördlich der Lößgrenze (z. B. Nordwest-Deutschland und Holland), sowie die Randbezirke vieler Flüsse des gletscherfreien Raumes (Rhein, Elbe in Böhmen, Gebiet zwischen Donau und Theiß) weisen auch diese gröberen Ablagerungen in größerer Verbreitung auf (E. SCHÖNHALS 1953). Der weitaus größte Teil dieser sandigen Decksedimente gehört bereits dem Spätglazial an. Außerhalb der erwähnten Verbreitungsgebiete, also vor allem in den Mittelgebirgen, sind bisher spätglaziale äolische Ablagerungen nicht bekannt geworden. Verfasser glaubt nun, im Vogelsberg, im Taunus und in der Rhön solche spätglazialen Sedimente gefunden zu haben. Es seien daher im folgenden zunächst die Beobachtungen und Untersuchungsergebnisse mitgeteilt. Anschließend wird dann das Alter der Deckschichten näher erörtert werden.

1. Vogelsberg

a) Allgemeines

Während in den flacheren Randgebieten des Gebirges (Wetterau, Vorderer Vogelsberg, Ebsdorfer Grund, Umgebung von Alsfeld und Romrod) der würmzeitliche Löß noch größere Flächen bedeckt, nimmt seine Verbreitung mit zunehmender Höhe und Steilheit der Hänge rasch ab. Die letzten größeren Decken liegen zwischen 300 und 350 m; dann wird der Lößlehm mehr und mehr von Solifluktionsmassen abgelöst. Nur in den meist kleinen Plateaulagen, die jedoch in der Westhälfte des Gebirges nicht sehr zahlreich sind, ist noch Lößlehm verbreitet. Eine größere, geschlossene Lehmdecke findet sich erst wieder im höchsten, über 700 m hohen Teil des Gebirges, dem sog. Oberwald. SCHOTTLER (1931) hat bei der geologischen Kartierung des Blattes Ulrichstein den Lehm als „kalkfreien Löß" bezeichnet. Er weist bereits darauf hin, daß es sich bei dem Löß um eine „in verschiedenen Abschnitten der Diluvialzeit" entstandene Ablagerung handelt, die als die „auffallendste des Hohen Vogelsberges" bezeichnet wird. SCHOTTLER unterschied einen primären, steinfreien Löß der ebenen Flächen und einen darunter folgenden steinigen Lehm. Auf der geologischen Karte konnten die beiden Ablagerungen jedoch nicht getrennt dargestellt werden. Auffallend ist nun, daß aus der oberen dünnen Lößlehmdecke, die als ein extrem basenarmes Substrat bezeichnet werden muß (S-Werte unter 2 mval/100 g Boden), bei einer mittleren jährlichen Niederschlagshöhe von über 1100 mm und einer mittleren Jahrestemperatur von 5,5—6° C kein podsolierter und staunasser Boden (podsolierter Pseudogley) hervorgegangen ist, sondern ein Boden, der im gesamten Profil eine leuchtendbraune Farbe und eine optimale Lockerheit besitzt. Nennenswerte Verlagerungen kolloidaler Stoffe sind am Bodenprofil nicht zu beobachten und auch analytisch nicht nachzuweisen. Es sind daher auch keine deutlich unterscheidbaren Bodenhorizonte ausgebildet. Auf Grund des Profilaufbaues und der analytisch ermittelten Eigenschaften gehört der Boden zur Klasse der Braunerden; er wird wegen seiner besonders ins Auge fallenden Eigenschaft als „Lockerbraunerde" bezeichnet. Demgegenüber gliedern sich die aus dem basenreichen Löß der niederschlagsärmeren (ca. 700 bis 800 mm) Randgebiete hervorgegangenen Böden in einen deutlichen, bis zu 1 m betragenden Auswaschungshorizont (Ae) und einen verdichteten, staunassen Einwaschungshorizont (gB). Ein weiterer Hauptunterschied zwischen den genannten Bodenbildungen besteht in dem Gefüge: Die Böden des Oberwaldes sind trotz extremer Basenarmut optimal locker, sehr hohlraumreich und stark durchlässig. Die Lößböden der Randzonen dagegen haben in dem basenärmeren Auswaschungshorizont Einzelkornstruktur und neigen daher zur Dichtschlämmung und Verkrustung. Der bei Austrocknung in Säulen

abgesonderte und in vieleckige Bruchkörper zerfallende Anreicherungshorizont ist dicht und je nach dem Grad der Staunässe, der im wesentlichen von der Geländeform abhängt, ± stark fleckig (pseudovergleyt). Eine Erklärung der Bodenunterschiede zwischen dem niedrigeren Vorderen Vogelsberg und dem über 700 m hohen Oberwald bereitete seither Schwierigkeiten. Klima, Vegetation und Geländeform reichen zur Erklärung nicht aus. Verfasser ist nun der Ansicht, daß die Diskrepanz in der Bodenentwicklung auf das jüngere geologische Alter der Ablagerungen im Oberwald zurückzuführen ist.

b) Die periglazialen Ablagerungen des Oberwaldes

Die vulkanischen Gesteine (verschiedenartige Basalte, in geringer Verbreitung Tuff und an einer Stelle Phonolith) sind mit Ausnahme der steilen Hänge und Kuppen von Solifluktionsschutt überzogen. Seine Mächtigkeit erreicht mehrere Meter. Er besteht aus

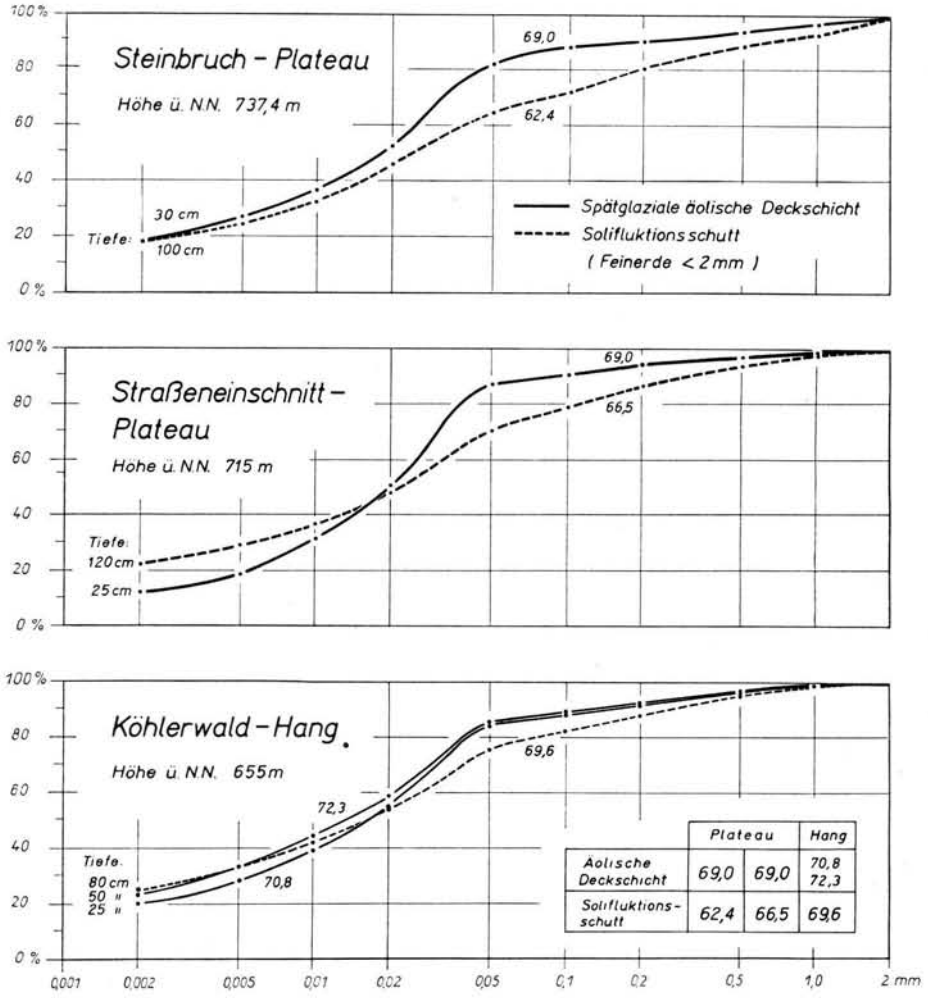


Abb. 1. Kornverteilungskurven des Solifluktionsschuttes und der äolischen Deckschicht des Hohen Vogelsberges (Oberwald). Die Feinheit der einzelnen Proben ist aus den Kennzahlen zu ersehen. Der Feinheitsgrad schwankt zwischen 10 und 100 (größte Feinheit).

fahlbraunem Lößlehm und Basaltmaterial verschiedener Größe (Grus bis Block). Der Skelettanteil wechselt. Das Gefüge des Lehms ist dicht und hohlraumarm.

Der Basaltschutt wird im Oberwald durch einen geringmächtigen, fast skelettfreien Lehm der Beobachtung weitgehend entzogen; nur an den Hängen des Oberwaldplateaus tritt er zutage. Im Gegensatz zum liegenden Solifluktionsschutt ist die bis zu 80 cm mächtig werdende lehmige Deckschicht locker, leuchtendbraun und stark durchwurzelt.

Um näheren Aufschluß über den Körnungsaufbau zu erhalten, wurden Proben aus dem dichten Solifluktionsschutt und der lockeren Deckschicht untersucht. Die Ergebnisse der an zwei Stellen des Oberwaldplateaus und an einer Stelle des Oberwaldhanges entnommenen Proben (Schutt und Deckschicht) sind aus Abb. 1 und Tabelle 1 zu ersehen. Bei allen Proben überwiegt der Staub (0,01—0,05 mm ϕ); der Tongehalt ist verhältnismäßig hoch. Gröbere Bestandteile sind an der Zusammensetzung der Deckschicht nur mit wenigen Prozent beteiligt.

Die Feinerde des Schuttes und die Deckschicht bestehen also zu einem erheblichen Teil aus Lößmaterial. In der Korngrößenzusammensetzung des Schuttes und der Deckschicht besteht jedoch ein bemerkenswerter Unterschied: Die Deckschicht weist einen 7—21% betragenden höheren Staubanteil auf als der liegende Schutt. Das zeigen die graphischen Darstellungen der Korngrößenanalysen besonders deutlich; denn während die Kurven des Schuttes einen flachen Verlauf haben, steigen die Kurven der Deckschicht im Bereich der Staubfraktion steiler an (Abb. 1). Im allgemeinen verlaufen die Körnungslinien der Deckschicht über denen des Schuttes. Die Deckschicht ist also feiner als die Feinerde des Solifluktionsschuttes. Das gleiche kann auch aus den Kennzahlen des Feinheitsgrades geschlossen werden (letzte Spalte in der Tabelle 1 und Abb. 2; vgl. E. Schönhals 1955). Am stärksten sind die Feinheitsunterschiede zwischen Deckschicht und Schutt auf dem Oberwaldplateau, während sie am Hang (Profil Köhlerwald) geringer sind. Dies ist wahrscheinlich auf Verlagerungsvorgänge während der Entstehung zurückzuführen.

Aus den Untersuchungsergebnissen geht hervor, daß die Deckschicht durch die Wirkung des Windes entstanden ist. Der geringe gröbere Anteil ($>$ 0,5 mm) dürfte auf der Erdoberfläche verfegt worden sein. Nach einer petrographischen Untersuchung [2]) handelt es sich neben dunklen Basaltsplittern und -körnern fast ausschließlich um Quarzstaub mit einzelnen Plagioklaskristallen, die aus dem Basalt stammen. Sowohl der hohe Quarzgehalt als auch die stark vertretene Staubsandfraktion lassen den Schluß zu, daß die Deckschicht angeweht worden ist. Sehr wahrscheinlich haben wir kein weit transportiertes Substrat vor uns, sondern eine Lokalfazies, die im übrigen Vogelsberg bisher nicht nachgewiesen werden konnte.

Daß zwischen der Entstehung des liegenden Solifluktionsschuttes und der Deckschicht eine gewisse Zeitspanne gelegen hat, konnte im Jahr 1954 nachgewiesen werden. In neuen, bei standortskundlichen Untersuchungen der Forstverwaltung entstandenen Aufgrabungen im Oberwald wurde nämlich an 4 Stellen zwischen Basaltschutt und äolischer Deckschicht ein humoser Horizont von etwa 4—10 cm Mächtigkeit beobachtet. Leider enthält der lehmige Humushorizont — von eingewaschenen rezenten Pollen abgesehen — keine verwertbaren Pollen. Eine durch die Pollenanalyse gesicherte stratigraphische Einordnung ist daher nicht möglich [3]). Immerhin kann aus dem Humushorizont geschlossen werden, daß zwischen der Bildung des Solifluktionsschuttes und der Deckschicht während einer gewissen Zeit eine Vegetationsdecke bestanden hat.

[2]) Die Untersuchung wurde dankenswerter Weise von Herrn Regierungsgeologen Prof. Dr. H. Hentschel, Wiesbaden, durchgeführt.

[3]) Die pollenanalytische Untersuchung führte Herr Prof. Dr. Firbas, Göttingen, durch, wofür auch an dieser Stelle herzlich gedankt sei.

Tabelle 1

Korngrößenzusammensetzung der spätglazialen äolischen Deckschichten und des würmeiszeitlichen Solifluktionsschuttes in einigen Mittelgebirgen Hessens

Landschaft	Lage	Geol. Bez.	Tiefe der Probe-entnahme	<0,002 mm	0,002 - 0,005 mm	0,005 - 0,01 mm	0,01 - 0,02 mm	0,02 - 0,05 mm	0,05 - 0,1 mm	0,1 - 0,2 mm	0,2 - 0,5 mm	0,5 - 1,0 mm	1,0 - 2,0 mm	> 2,0 mm	Kenn-zahl
Hoher Vogelsberg (Oberwald)	Plateau Steinbruch Höhe N. N.: 737,4 m	Dä	30	18,6	9,0	9,0	17,0	29,0 (46,0)	5,7	2,4	3,9	2,6	2,8	2,0	69,0
		S	100	18,1	6,0	9,5	13,0	19,0 (32,0)	7,0	8,9	7,7	3,6	7,2	8,7	62,4
	Plateau Straßen-einschnitt Höhe N. N.: 715 m	Dä	25	12,3	6,3	11,6	19,5	36,5 (56,0)	4,2	4,2	2,4	2,2	0,8	0	69,0
		S	120	22,1	7,5	6,5	12,5	22,4 (34,9)	7,8	7,9	7,2	4,7	1,4	3,8	66,5
	O-Hang Köhlerwald Höhe N. N.: 655 m	Dä	25	21,1	9,0	9,9	15,5	29,1 (44,6)	3,3	4,5	4,7	2,0	0,9	6,4	70,8
			50	24,6	9,5	10,4	14,5	26,0 (40,5)	4,1	3,1	4,1	1,8	1,9	9,4	72,3
		S	80	25,1	9,0	8,0	12,0	21,4 (33,4)	7,1	5,8	7,1	2,9	1,6	17,0	69,6
Hochtaunus	O-Hang Hohe Wurzel Höhe N. N.: 560 m	Dä	50	2,6	5,1	4,4	9,5	18,2 (27,7)	4,3	13,5	25,8 (39,3)	12,1	4,5	1,8	46,4
			70	8,0	7,9	7,5	12,0	13,0 (25,0)	4,7	12,9	25,5 (38,4)	5,0	3,5	3,6	53,8
Rhön	S-Hang der Wasserkuppe Höhe N. N.: 930 m	Dä	20	2,3	2,1	4,5	14,9	25,2 (40,1)	7,7	11,4	20,8 (32,2)	7,4	3,7	1,7	49,8
			35	2,9	4,4	7,9	20,2	21,1 (41,3)	4,2	9,0	14,3 (23,3)	9,3	6,7	25,7	52,5
			60	2,7	3,7	6,2	14,9	19,6 (34,5)	5,1	11,0	16,9 (27,9)	10,9	9,0	32,0	48,3

Bemerkung: Dä = äolische Deckschicht, S = Solifluktionsschutt

2. Taunus

a) Allgemeines

Der Kamm des Taunus wird bekanntlich aus unterdevonischen Quarziten und Sandsteinen aufgebaut. Im Bereich der Blätter Eltville-Heidenfahrt, Bad-Schwalbach und Wehen ist der Quarzitrücken im allgemeinen 450—580 m hoch. Nur an zwei Stellen wird die 600 m-Linie überschritten („Kalte Herberge" 619,5 m, „Hohe Wurzel" 613,9 m). Die Hänge des SW-NO-streichenden Gebirgszuges werden weithin von Solifluktionsschutt eingenommen, der fast immer skelettreich ist. Ein höherer Schluff- und Staubsandgehalt ist meist vorhanden. Er ist auch die Ursache der staunassen Böden, die vorwiegend an schwach geneigten Hängen und in extremer Ausbildung auf ebenen Flächen verbreitet sind.

Bei der forstlichen Standortsaufnahme der Forstämter Chausseehaus und Sonnenberg (nordwestlich von Wiesbaden) wurden nun neben podsolierten Böden auf Taunusquarzit und staunassen Böden auf Gehängeschutt braune, lehmige Böden beobachtet, die keinerlei Auswaschungserscheinungen oder Anzeichen einer Verdichtung und Vernässung aufweisen. Sie haben vielmehr die gleiche leuchtendbraune Farbe und optimale Lockerheit wie die Oberwaldböden. Dabei ist auch dieses Substrat extrem basenarm (S-Wert unter 2 mval/100 g Boden). Eine Erklärung für das Vorkommen dieser Böden in den niederschlagsreichen Hochlagen des südwestlichen Taunus (750—800 mm) konnte zunächst nicht gegeben werden. Anläßlich einer Besichtigung von Bodenprofilen im Arbeitsgebiet von Herrn Forstmeister REINFURTH [4]) wurde vom Verfasser auf die große Ähnlichkeit dieser Böden mit denen des Oberwaldes hingewiesen. Die Untersuchung eines Bodenprofils bestätigte dann auch, daß es sich ebenfalls um äolische Ablagerungen handelt.

b) Die Deckschichten

Wie aus Abb. 2 und 3 hervorgeht, treten die braunen Deckschichten in den beiden genannten Forstämtern nur auf verhältnismäßig kleinen Flächen auf. Meist haben diese eine schmale, langgestreckte Form und finden sich mitunter unmittelbar an den von mächtigerem Gehängeschutt freien steileren Hängen. So liegt ein über 2 km langes und z. T. über 200 m breites Vorkommen an dem steilen SO-Hang des 500 bis 530 m hohen Rückens an der „Platte" (Abb. 2). Kleinere isolierte Vorkommen finden sich auf dem „Eichel-Berg" in 510 bis 536 m Höhe und am „Alten-Stein" zwischen 460 und 490 m. Eine 2 km lange und 80—250 m breite Decke erstreckt sich in 520 bis 580 m Höhe am Ostabhang der „Hohen Wurzel" (613,9 m) in nordöstlicher Richtung (Abb. 3). Etwas kleinere Flächen liegen in dem Revier „Rumpelkeller" sowie nördlich der „Hohen Wurzel" und östlich vom „Roß-Kopf". Sehr kleine Vorkommen wurden am „Hangenstein" und an den Hängen des „Rote-Kreuz-Kopfes" festgestellt. — Die Mächtigkeit aller Decken ist gering; sie beträgt im allgemeinen 40—50 cm.

Von den durchgeführten Laboratoriumsuntersuchungen ist hier nur die Korngrößenzusammensetzung von Wichtigkeit. Die Körnung der beiden am O-Hang der „Hohen Wurzel" entnommenen Proben ist aus Tabelle 1 und Abb. 4 zu ersehen. Danach handelt es sich um einen sehr tonarmen Sand mit 25—28% Staub (0,01—0,05 mm ϕ). Wie die Körnungsanalyse erkennen läßt, besitzt das Substrat zwei Körnungsmaxima, und zwar eines in der Staubsandfraktion und ein zweites in der Fraktion 0,2—0,5 mm ϕ. Die Ablagerung besteht also zum Teil aus Löß und zu einem etwas größeren Teil aus Flugsand. Die Lößkomponente dürfte aus dem Gehängeschutt der Umgebung stammen, der ebenfalls einen geringen Tongehalt (meist unter 10%), aber einen höheren Sandgehalt

[4]) Herrn Forstmeister U. REINFURTH sei für die Überlassung seiner standortskundlichen Aufnahmeergebnisse bestens gedankt.

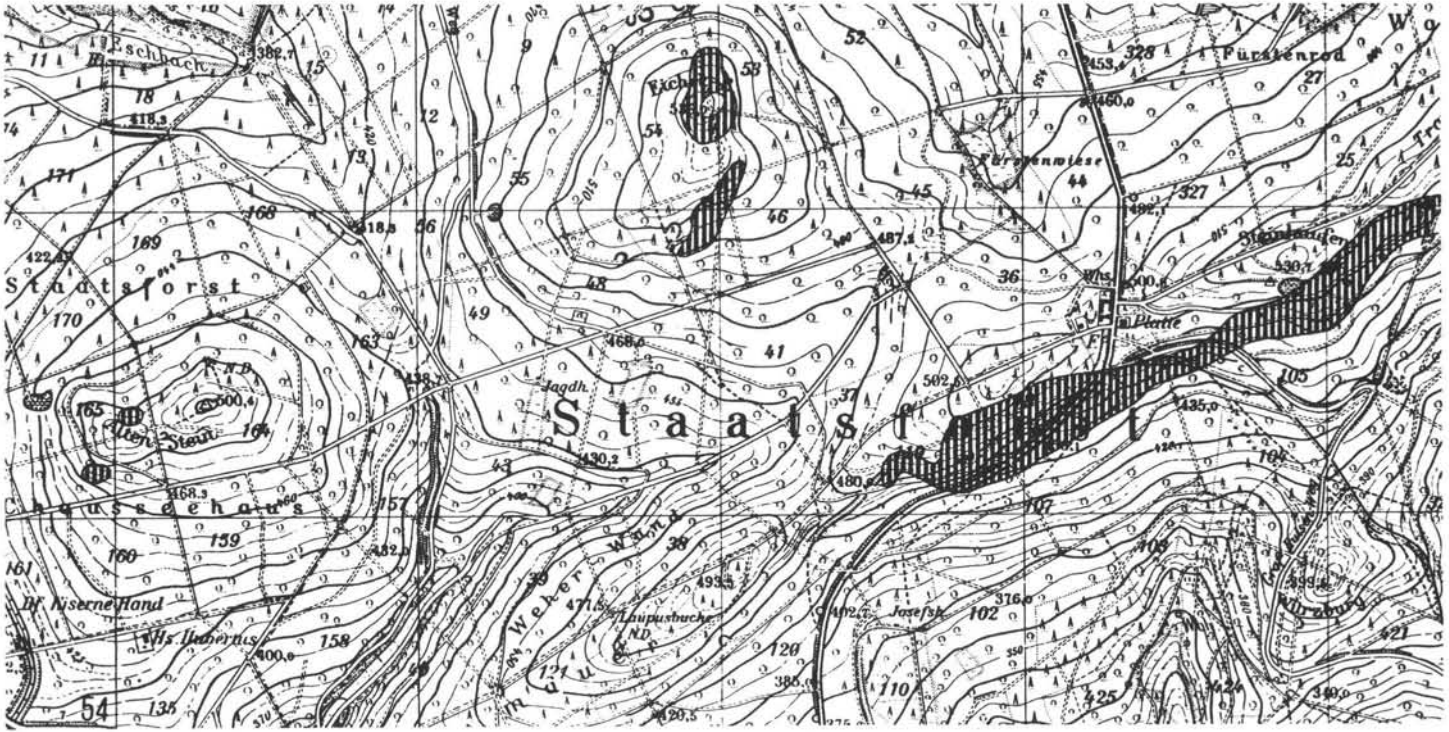


Abb. 2. Verbreitung der äolischen Deckschicht im Staatsforst Sonnenberg und im Nordostteil des Staatsforstes Chausseehaus (Maßstab 1 : 25 000). (Topogr. Grundlage vom Hess. Landesvermessungsamt, Wiesbaden)

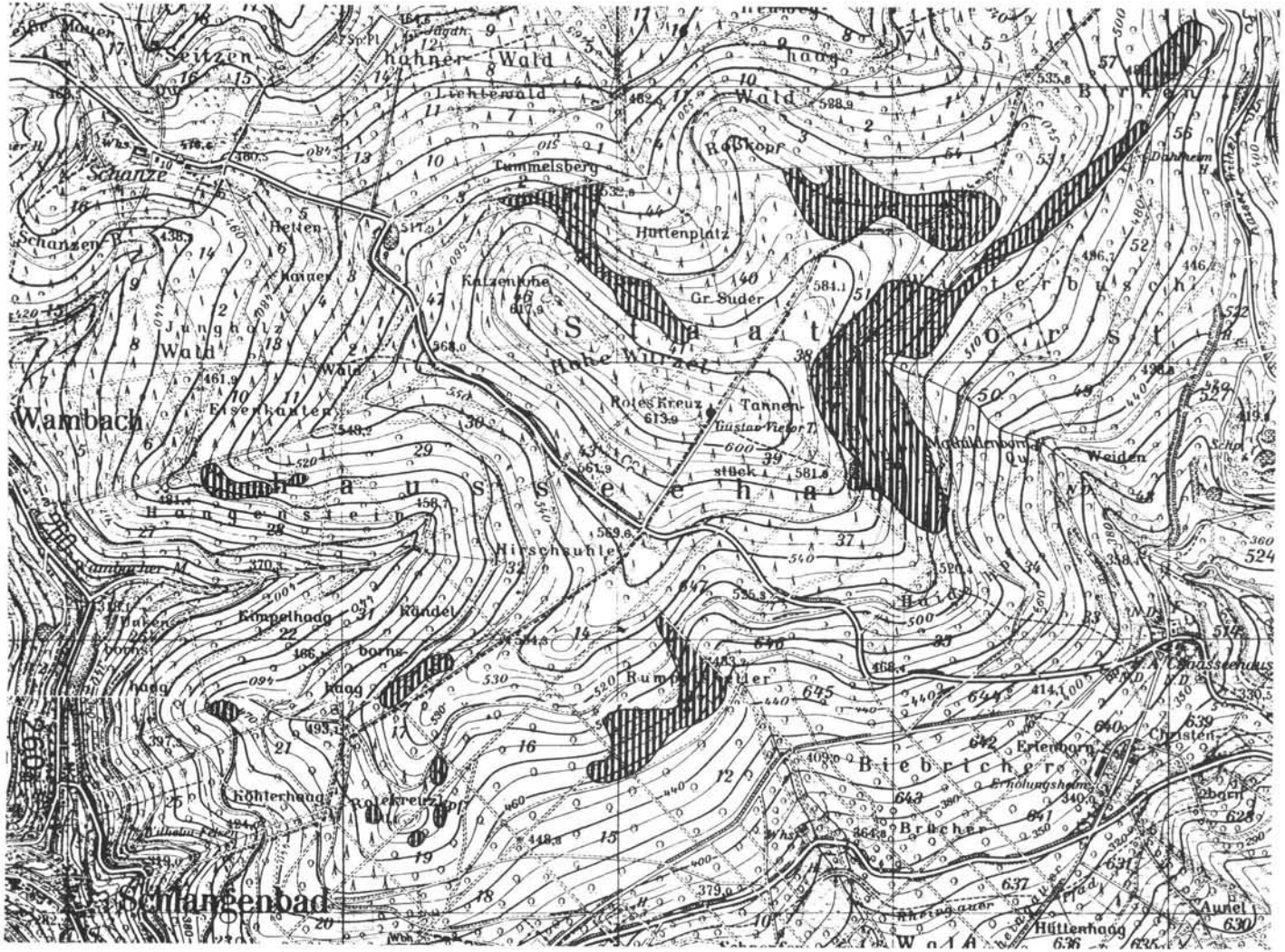


Abb. 3. Verbreitung der äolischen Deckschicht im Staatsforst Chausseehaus (Maßstab 1 : 25 000).

besitzt. Ein Teil des Sandes könnte aus dem Gehängeschutt herrühren. Es ist aber auch möglich, daß Sand aus dem verwitterten, in unmittelbarer Nähe anstehenden Taunusquarzit und den Sandsteinen der Hermeskeilschichten ausgeweht worden ist.

3. Rhön

Bisher wurden nur 3 Proben aus einem Bodenprofil am Südabhang der westlichen Wasserkuppe untersucht, wo in etwa 930 m über NN ebenfalls durch starke Lockerheit ausgezeichnete Böden vorkommen. Der hohe Humusgehalt verleiht den sehr basenarmen Böden eine schwarzbraune Farbe, die bis etwa 40 cm reicht. Wie aus den drei Körnungsanalysen hervorgeht, ist das Substrat in den gleichen Fraktionen wie das aus dem Taunus beschriebene durch zwei Maxima ausgezeichnet (Tab. 1 und Abb. 4). Allerdings überwiegt etwa mit den gleichen Anteilen wie im Oberwald der Staub; die Fraktionen 0,1—0,2 und 0,2—0,5 mm sind weniger vertreten als im Taunus, besonders die Korn-

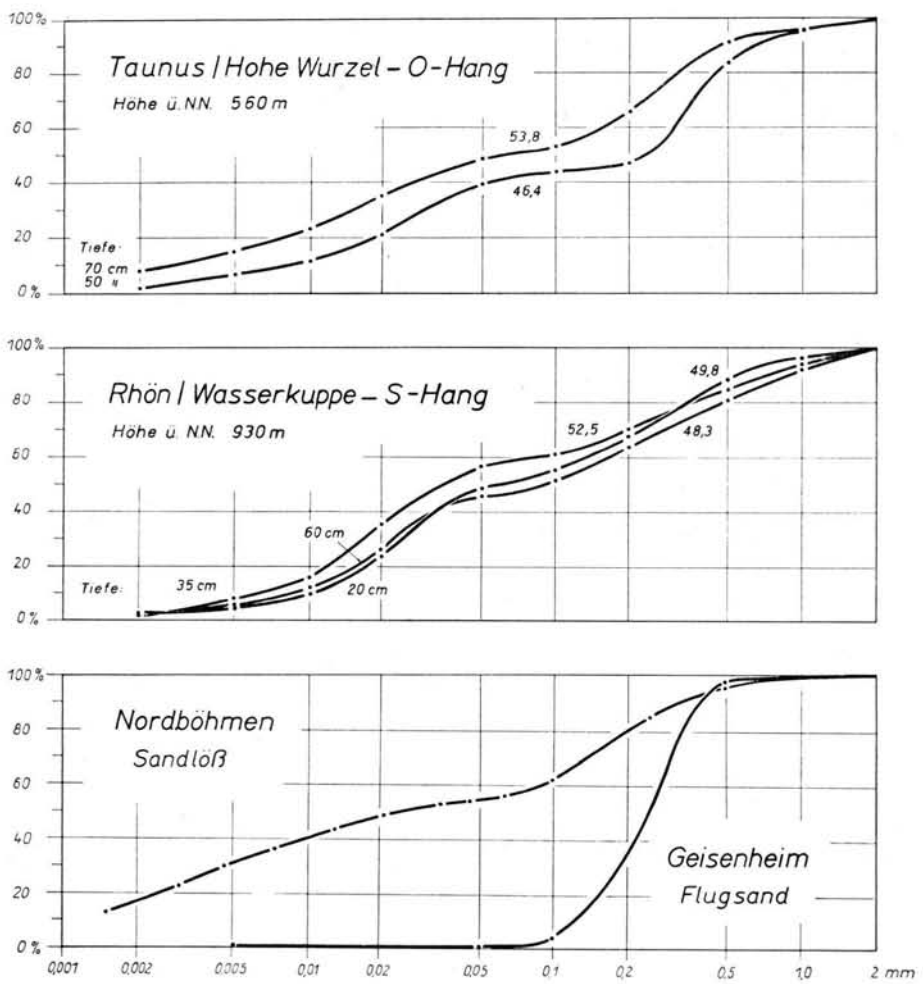


Abb. 4. Kornverteilungskurven der äolischen Deckschicht aus dem Taunus und von der Wasserkuppe. Zum Vergleich sind die Kornverteilungskurven eines Sandlösses aus Böhmen und eines Flugsandes an der Basis des Würm III-Lösses von Geisenheim (Rheingau) angegeben.

gruppe 0,2—0,5 mm. Gesteine mit Einzelkörnern dieser Größe (Sandsteine) kommen auch in der unmittelbaren Umgebung nicht vor. Es hat daher den Anschein, daß auch an der Wasserkuppe die Lokalfazies eines jungen äolischen Sediments vorliegt. — Nähere Untersuchungen konnten bisher noch nicht durchgeführt werden.

4. Entstehung und Alter der Deckschichten

Es erhebt sich nun die Frage: wann und unter welchen Bedingungen sind die Deckschichten entstanden? An ihrer äolischen Entstehung ist wohl nicht zu zweifeln, nachdem durch Körnungsanalysen die für Windsedimente typischen Fraktionen nachgewiesen wurden. Die Ablagerungen können also nur unter einem Klima gebildet worden sein, das — zumindest während der eigentlichen Auswehung (Sommer) — relativ trocken gewesen ist. Daß die Deckschichten etwa zur gleichen Zeit wie die würmzeitlichen Lösse entstanden sind, ist wohl so gut wie ausgeschlossen, und zwar aus folgenden Gründen:

1. Der Habitus der Deckschichten ist ein ganz anderer als derjenige des hochglazialen Lösses; äolische Sedimente dieser Art sind aus den Glazial- und Interglazialzeiten nicht bekannt.
2. Würde die Ablagerung im letzten Glazial stattgefunden haben, so wären die lockeren Sedimente wie der Löß längst abgetragen, zumal sie nur geringmächtig sind und sich meist an Stellen finden, die ohne Vegetation einem starken Bodenabtrag unterliegen.

An dieser Stelle soll nun noch die Frage erörtert werden, ob u. U. nicht auch das Wasser an der Bildung der Deckschichten beteiligt gewesen ist, besonders bei den Vorkommen in Hanglage. Zunächst sei hervorgehoben, daß Abschlämmassen von ähnlicher Zusammensetzung niemals das für die Deckschichten charakteristische lockere, hohlraumreiche Gefüge besitzen, selbst dann nicht, wenn Humus in größerer Menge mitverlagert worden ist. Sie sind vielmehr dicht, hohlraumarm und häufig auch plattig, besonders wenn es sich um basenarme Substrate handelt. Abschlämmassen weisen meistens auch in der Vertikalen einen Wechsel der Korngrößenzusammensetzung auf, was auf die durch den Bodenabtrag hervorgerufenen Veränderungen der petrographischen Zusammensetzung des Geländes zurückzuführen ist. So läßt sich z. B. eine zu Beginn der Abtragung vorhanden gewesene Lößdecke durch einen stärkeren Anteil der Staubsandfraktion in den Basisschichten der Abschlämmassen noch erkennen. Mit dem allmählichen Verschwinden der Lößdecke tritt der Staubsand mehr und mehr zugunsten der in dem liegenden Gestein enthaltenen Korngrößen zurück. Solche Veränderungen sind in den äolischen Deckschichten aber nicht nachzuweisen. Gegen die Mitwirkung des Wassers spricht außerdem die fast immer gleichbleibende Mächtigkeit. Wären die Deckschichten durch Wasser entstanden, so müßte eine Abhängigkeit der Mächtigkeit von der Geländeform festzustellen sein. Das ist jedoch nicht der Fall. Die Deckschichten könnten auch nicht die zwischen den Bächen des Oberwaldes liegenden flachen Rücken einnehmen, die bereits während ihrer Ablagerung vorhanden waren. Mehrere Wegeinschnitte zeigten, daß die Sedimentation in einem schwachen Relief erfolgte. Diese Beobachtungen und die Korngrößenzusammensetzung lassen daher nur eine äolische Entstehungsweise zu. Dagegen sprechen auch die ab und zu vorkommenden Gesteinsstückchen von 1—3 cm Größe nicht. Sie find fast nur auf die Basiszone der Deckschichten beschränkt und geben daher einen Hinweis darauf, daß auch zu Beginn dieser äolischen Ablagerung zunächst wohl noch das Bodenfließen eine gewisse Rolle spielte. Unter Umständen können die wenigen groben Bestandteile auch durch Auffrieren aus dem liegenden Schutt später nach oben gelangt sein, eine Möglichkeit, auf die mich Herr Prof. Poser in einem brieflich geführten Gedankenaustausch freundlicherweise hinwies. Herr Prof. Poser berichtete in diesem Zusammenhang von ähnlichen Beobachtungen an der Basis äolischer Ablagerungen, wo „Gesteinskomponenten des Untergrundes meistens eine Steil- oder Senk-

rechtstellung ihrer Längsachsen zeigen, was ein deutlicher Hinweis ist, daß die betreffenden Steine durch frostdynamische Vorgänge erst nach Ablagerung des feinen äolischen Materials wieder in vertikales Wandern kamen".

Die mitgeteilten Beobachtungen führen daher zu folgendem Ergebnis: Die Deckschichten sind äolisch entstanden und jünger als die Würmvereisung. Als Entstehungszeit kommt nach alledem nur das Spätglazial in Betracht, aus dem ja bereits auch in anderen Gebieten äolische Ablagerungen bekannt sind. Zu erwähnen sind die Jüngeren Flugdecksande Hollands (T. VAN DER HAMMEN 1951, 1952) und Nordwestdeutschlands, sowie die Dünen Nord- und Ostdeutschlands und Polens (H. POSER 1948, 1951). Auch inselartig verbreiteter Löß auf Rügen und die etwas größeren Lößdecken Lettlands seien angeführt (E. SCHÖNHALS 1944, 1944a). J. TRICART (1950) berichtet von spätglazialem Löß aus der Umgebung von Straßburg und H. POSER (1951) von Vorkommen aus dem Rhônetal und Nordwestfrankreich. Auch in Ungarn soll nach Untersuchungen von B. BULLA (1938, zitiert nach H. POSER 1951) spätglazialer Löß auf größeren Flächen verbreitet sein.

Für die nähere Bestimmung des Alters der Deckschichten in den hessischen Mittelgebirgen ist der im Vogelsberg an verschiedenen Stellen aufgefundene Humushorizont von Bedeutung. Dieser Horizont beweist, daß unmittelbar vor der Anwehung der Deckschicht der Hohe Vogelsberg eine Vegetationsdecke getragen hat, über die mangels Pflanzenresten keine näheren Angaben gemacht werden können. Aller Wahrscheinlichkeit nach handelt es sich um Bodenrelikte des Allerödinterstadials, das ja in Holland deutlich entwickelte terrestrische Humushorizonte hinterlassen hat. Nach den pollenanalytischen Untersuchungen (F. FIRBAS 1949) war Mitteleuropa während des Alleröds bewaldet, und zwar wurden die Wälder nach Nordwesten und Norden birkenreicher und kiefernärmer. Nach der von F. FIRBAS (1949, S. 302) entworfenen Kartenskizze lagen die hessischen Mittelgebirge in dem „Kiefernwaldgebiet mit zurücktretenden Birken". Als vermutlich waldlos wird nur der höchste Teil der Rhön angesehen. Außerhalb Hessens gehören neben den Alpen die höchsten, meist kleinen Teile der Vogesen, des Schwarzwaldes und der Randgebirge Böhmens zur waldlosen Stufe.

Es liegt daher nahe, den im Vogelsberg aufgefundenen Humushorizont der ersten nachweisbaren Waldzeit während des Spätglazials zuzuordnen, wenn wir auch z. Zt. noch nicht in der Lage sind, diese Annahme durch die Pollenanalyse zu bestätigen. Hierzu sind wir aber wohl auch noch aus folgendem Grunde berechtigt: Über dem Humushorizont lagert kein Solifluktionsschutt, auch kein aquatisches Sediment, sondern eine äolische Bildung. Eine solche Abfolge kann aber nur als das Ergebnis eines scharfen Klimawechsels gedeutet werden, durch den die Vegetation stark zurückgedrängt wurde. Dieser Klimarückschlag dürfte am ehesten mit der Jüngeren Tundrenzeit gleichzusetzen sein, die einmal von F. FIRBAS (1947) als „halbe Eiszeit" bezeichnet wurde. Waldlos wurden nach F. FIRBAS (1949) Gebiete mit einem heutigen Juli-Mittel von 16° C und geringer. Subarktische geschlossene Wälder waren in den wärmeren Beckenlandschaften mit einem heutigen Juli-Mittel von 18° C und darüber verbreitet, so z. B. im Oberrheintalgraben. Wir können daher für die Hochlagen von Vogelsberg, Taunus und Rhön mit einem heutigen Juli-Mittel von 13—16° C eine sehr spärliche Vegetation annehmen. Der Boden wird an zahlreichen Stellen, besonders dort, wo der Wind stark angreifen konnte, kaum Pflanzenwuchs getragen haben. Der oberste humose Horizont und der Mineralboden wurden infolgedessen an zahlreichen Stellen von der äolischen Verlagerung erfaßt, aufbereitet und dorthin transportiert, wo die Kraft des Windes erlahmte oder die Vegetation das Material festhielt.

Abschließend soll noch der Frage nachgegangen werden, ob die Deckschichten Schlüsse auf die Richtung des Windes zulassen. Änderungen in der Korngrößenzusammensetzung, wie sie im Löß vom Auswehungsgebiet zum Ablagerungsraum fest-

zustellen sind (E. SCHÖNHALS 1955), können wegen der kleinen Ausdehnung der Decken zur Klärung dieser Frage nicht herangezogen werden. Doch scheinen die Ablagerungen im Taunus gewisse Hinweise auf die Windrichtung zu geben. Fast alle Vorkommen liegen nämlich entweder an SO- oder NO-Hängen. Die größten begleiten die SO-Hänge, so an der „Platte" (Abb. 2) und östlich der „Hohen Wurzel" (Abb. 3). An den W-Hängen findet sich nur ein einziges, äußerst kleines Vorkommen, nämlich am „Rote-Kreuz-Kopf' (Abb. 3). Die unmittelbar benachbarten 3 liegen am S- bzw. O-Hang. Es besteht also offensichtlich eine deutliche Abhängigkeit der Verbreitung vom Relief, die aller Wahrscheinlichkeit nach auf die Windrichtung zurückzuführen ist. Aus der Lage der Deckschichten darf daher wohl geschlossen werden, daß es sich um Westwinde gehandelt hat, die ja auch von H. POSER (1950, 1951) auf Grund anderer Klimazeugen (Dünen) für das Spätglazial Nord- und Westdeutschlands angenommen werden. Weitere gesicherte Angaben über die Windrichtung oder Veränderungen derselben können auf Grund der bisherigen Untersuchungen nicht gemacht werden. Es liegt jedoch die Vermutung nahe, daß die Ablagerungen durch Winde aus verschiedenen Richtungen gebildet worden sind. So könnten die an den SO-Hängen liegenden Decken durch NW- bis WNW-Winde, die an den NO-Hängen vorkommenden durch Winde aus südwestlicher Richtung entstanden sein. Ob diese Windrichtungen zeitlich aufeinander gefolgt sind, kann nicht entschieden werden, da das lehmige, homogene Substrat eine Messung des Einfallwinkels der Schichtung wie bei Dünen oder Sandbänderlössen nicht zuläßt. Solche Messungen führte F. KLUTE (1949) an Dünen zwischen Frankfurt und Darmstadt aus und folgerte, daß die tieferen Schichten bei NNW- bis NW-Winden, die mittleren bei W-Winden und die allerobersten bei WSW-Winden entstanden seien. Eine ähnliche Winddrehung von W auf SW leitete H. LOUIS (1928) aus Veränderungen der Parabeldünen Norddeutschlands ab. Wie schon betont, reichen die Beobachtungen z. Zt. noch nicht aus, um diese Frage beantworten zu können.

Die beschriebenen äolischen Ablagerungen stellen also wichtige Klimazeugen für die Jüngere Tundrenzeit dar. Das Klima in den Hochlagen der hessischen Mittelgebirge hatte demnach am Ende des Pleistozäns noch einmal für kurze Zeit einen periglazialen Charakter, wie dies bereits für den höchsten Teil des Harzes nachgewiesen wurde (H. POSER & J. HÖVERMANN 1951). Daß die Jüngere Tundrenzeit auch in Nord- und Süddeutschland morphologische Zeugnisse hinterlassen hat, haben die Untersuchungen von K. GRIPP (1953) an den Seen Ostholsteins und von C. RATHJENS (1953) an den Niederterrassen des Alpenvorlandes gezeigt.

Von großer Bedeutung sind die Ablagerungen auch für die Entwicklungsgeschichte der Böden, insbesondere unserer Lößböden, denn wir haben nun die Möglichkeit, die Böden auf würmzeitlichem Löß mit denen auf den spätglazialen Deckschichten zu vergleichen. Auf diesen Fragenkomplex wird jedoch in einer an anderer Stelle erscheinenden Arbeit näher eingegangen werden.

Schriftenverzeichnis

BULLA, B.: Der pleistozäne Löß im Karpathenbecken. - Földtani Közlöny **68**, S. 33-52, 1938.

FIRBAS, F.: Über die späteiszeitlichen Verschiebungen der Waldgrenze. - Naturwiss. **34**, S. 114 bis 118, Berlin 1947. - - Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen, Bd. I, 480 S., Jena 1949.

GRIPP, K.: Die Entstehung der ostholsteinischen Seen und ihre Entwässerung. Beiträge zur Landeskunde von Schleswig-Holstein. - Schr. geogr. Inst. Univ. Kiel, Sonderband, S. 11-26, Kiel 1953.

VAN DER HAMMEN, T.: Late-glacial flora and periglacial phenomena in the Netherlands. - Leidse Geol. Meded. **17**, S. 71-183, 1951 - - Dating and correlation of periglacial deposits in middle en western Europe. - Geologie en Mijnbouw **9**, S. 328-336, 1952.

KLUTE, F.: Rekonstruktion des Klimas der letzten Eiszeit in Mitteleuropa auf Grund morphologischer und pflanzengeographischer Tatsachen. - Geogr. Rdsch. H. 3 u. 4, S. 81-89 und 121-126, Braunschweig 1949.

LOUIS, H.: Die Form der norddeutschen Bogendünen. - Z. Geomorphologie 4, 1928/29, S. 7-18, Leipzig 1929.

RATHJENS, C.: Über Klima und Formenschatz der Späteiszeit. - Geologica Bavarica 19, S. 186 bis 194, München 1953.

POSER, H.: Äolische Ablagerungen und Klima des Spätglazials in Mittel- und Westeuropa. - Naturwiss. 35, S. 269-276 u. 307-312, Berlin 1948. - - Zur Rekonstruktion der spätglazialen Luftdruckverhältnisse in Mittel- und Westeuropa auf Grund der vorzeitlichen Binnendünen. - Erdkunde 4, S. 81-88, Bonn 1950. - - Die nördliche Lößgrenze in Mitteleuropa und das spätglaziale Klima. - Eiszeitalter und Gegenwart 1, S. 27-55, Öhringen 1951.

POSER, H. & HÖVERMANN, J.: Untersuchungen zur pleistozänen Harzvergletscherung. - Abh. braunschw. wiss. Ges. 3, S. 62-115, Braunschweig 1951.

SCHOTTLER, W.: Geologische Karte von Hessen 1 : 25 000, Bl. Ulrichstein mit Erläuterung, 105 S., Darmstadt 1931.

SCHÖNHALS, E.: Jungglazialer Löß auf Rügen. - Ber. Reichsamt Bodenforsch., S. 45-49, Wien 1944. - - Spätglazialer Löß in Lettland. - N. Jb. Min. etc. Abt. B, S. 241-250, Stuttgart 1944 (1944a). - - Gesetzmäßigkeiten im Feinaufbau von Talrandlössen mit Bemerkungen über die Entstehung des Lösses. - Eiszeitalter und Gegenwart 3, S. 19-36, Öhringen 1953. - - Kennzahlen für den Feinheitsgrad des Lösses. - Eiszeitalter und Gegenwart 6, S. 133-147, Öhringen 1955.

SOERGEL, W.: Lösse, Eiszeiten und paläolithische Kulturen. - Jena 1919.

TRICART, J.: Dépôts würmiens et postwürmiens du cône de déjection de la Bruche près de Strasbourg. - C. R. somm. Soc. géol. de France, S. 138-139, 1950.

Manuskr. eingeg. 11. 5. 1956.

Anschrift des Verf.: Priv.-Doz. Dr. Ernst Schönhals, Hess. Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden, Mainzer Straße 25.

Zusatz nach Fertigstellung der Arbeit: Im Herbst 1956 fand Verf. im Habichtswald bei Kassel in 500 m Höhe eine äolische Ablagerung mit den gleichen Eigenschaften wie die hier beschriebenen Vorkommen. Die Beobachtungen werden im Notizblatt des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung, 85, Wiesbaden 1957, veröffentlicht.

Forschungen in der Bivakhöhle, Ungarn

Von D. JÁNOSSY, S. KRETZOI-VARRÓK, M. HERRMANN und L. VÉRTES, Budapest

Mit 6 Abbildungen im Text und 1 Tafel

Zusammenfassung: Die Bivak-Höhle ist eine kleine Höhlung nordwestlich von Budapest, am Westhang des Pilis-Berges gelegen. Sie wurde von D. JÁNOSSY und L. VÉRTES im Herbst 1953 ausgegraben. Die pleistozäne Schichtenserie der Höhle ist von oben nach unten wie folgt: 1. gelbe Schicht, 2. orangefarbene Schicht (nur stellenweise vorhanden), 3. gelblichgraue, 4. graue, 5. rötlichbraune Schicht. Die Höhle lieferte eine reichhaltige und den Schichten nach gut trennbare Fauna und wenig, doch interessantes archäologisches Material (Taf. I).

Nach Frau S. KRETZOI-VARRÓK's Untersuchungen ist in den zwei unteren Schichten der Höhlenbär dominant. Von der gelblichgrauen Schicht an verschwindet dieses Tier rasch, und die Leitrolle wird von *Lepus timidus* sowie von typischen Tieren der arktischen Tundra und Steppe übernommen. Den auf diese Beobachtungen aufgebauten klimatischen Prozeß bekräftigen M. HERRMANN's mikromineralogische Untersuchungen, laut welchen in den beiden unteren Schichten Limonit und Magnetit, in den oberen auf Lößursprung deutende Schwermineralien dominieren.

L. VÉRTES hat am Material der Schichten petrographische Untersuchungen unternommen (Abb. 4), welche im Einklang mit den vorangehenden Resultaten beweisen, daß nach der Pleistozäneinteilung von Milankovitch-Bacsák die 5. Schicht am Ende des Würm I abgelagert wurde. Die graue Schicht repräsentiert den eisfreien Abschnitt des Würm I/II-Interstadials, die gelblichgraue entspricht jenem Tundra-Abschnitt, welcher das Würm II einleitet. Die Sedimentation ist hier anscheinend abgebrochen. Die orangefarbene und die gelbe Schicht gehören den Stadialen Würm II und III an, welche, den Sediment-Untersuchungen der ungarischen Höhlen nach, nicht voneinander zu trennen sind. Die Entstehung ihrer oberen Grenze reicht in das Postglazial hinein. Die absoluten Jahreszahlen der Entstehung der Schichten gibt der Autor nach der Milankovitch-Theorie an.

Das archäologische Material ist in zwei Niveaus zu gliedern. Die Werkzeuge des unteren Niveaus stammen aus den grauen und gelblichgrauen Schichten und sind durch eine typische Frühszeletien-Lorbeerblattspitze, gemeinsam mit Knochenwerkzeugen des Aurignacien I, repräsentiert. Es ist anzunehmen, daß diese zwei Kulturen im westlich der Donau gelegenen Teil Ungarns sich miteinander vermischt haben. Jene Kulturen, die die Bestandteile zu dieser Mischkultur liefern, erscheinen hier später als in Ostungarn.

Aus den oberen, gelben Schichten kam nur wenig und atypisches Material zum Vorschein. Auf Grund der ungenügenden Daten kann bloß vermutet werden, daß sie zur Ost-Gravettien-Gruppe gehören.

Summary. The Bivak cave is a cavern of small dimensions on the west slope of the Pilis mountain, north-west of Budapest. The excavation was conducted by D. JÁNOSSY and L. VÉRTES in the autumn of 1953. The sequence of the Pleistocene layers are the following from the top downwards: 1. a yellow layer, 2. beneath that, in some places one of orange colour, 3. a yellowish grey one, 4. a grey, and 5. a reddish brown one. The cave has yielded a very rich fauna, well dividable by the layers, as well as a few but interesting archaeological finds (Pl. I).

According to the examination of S. KRETZOI-VARRÓK the cave-bear has been dominating in the two lower layers. From the yellowish grey layer upwards it decreases rapidly and the hare *(Lepus timidus)* has taken the leading part and besides it the characteristical species of polar tundra and steppe. The climatic changes which could be concluded from the aforementioned facts are proved by the micromineralogical examination of M. HERRMANN, according to which the limonite as well as the magnetite have been dominating in the two lower layers, and the heavy fraction showing to originate from the loess in the upper ones.

L. VÉRTES carried out petrographical examinations on the material of the layers which prove - strictly parallel with the aforementioned results - that the fifth layer was deposited at the extreme end of Würm I according to the astronomical theory of Milankovitch-Bacsák. The grey layer represents the oceanic tundra phase initiating the Würm I/II interstadial. Presumably there was a breaking off in the sedimentation. The layer of orange colour and the yellow one indicate the Würm II and III stadials which cannot be separated in Hungary, as it is proved by the examination of our deposits. The upper level of the former streches into the postglacial time. The author gives the absolute dates - according to Milankovitch - of the age of the layers.

The archaeological finds can be divided into two groups. The implements of the lower level come from the grey and yellowish layers. This is represented by a characteristical Early-Szeletian laurel-leaf spear-head and by bone implements of Aurignac I. These two cultures presumaby were mixed in Hungary in the area west of the Danube. Both cultures appear later in this area than in the eastern parts of Hungary.

A few implements without any typical feature have come from the upper yellow layer. Judged by their insufficient data it can only be presumed that they belong to the East-Gravettian group.

1. Einleitende Bemerkungen

Von Dénes Jánossy

Die Bivak-Höhle gehört, da sie nur durch Kletterei zugänglich ist, zu den weniger bekannten Höhlen des Piliser Gebirges. Meines Wissens wurde die Höhle durch K. Sebős registriert. In seiner kurzgefaßten Veröffentlichung bietet er eine recht umfangreiche morphologische Darstellung und setzt etwaige erfolgreiche Ausgrabungsarbeiten voraus. Die erste Probegrabung wurde durch K. Bertalan und János Szenes am 14. März 1943 ausgeführt (mündliche Mitteilung). In den Probegruben erreichten sie die gelben und braunen Pleistozän-Schichten, worüber aber keine literarische Mitteilung erschien.

Die Bivak-Höhle liegt im Grenzgebiet des Dorfes Pilisszentlélek (Komitat Esztergom) am westlichen steilen Hang des Pilis-Berges auf einer Meereshöhe von 525 m über den zwischen den Legény- und Leányhöhlen gelegenen Felsen. Die Höhle entstand entlang eines in ost-westlicher Richtung ziehenden Risses im Dachsteinkalk (Abb. 1). Sie ist 11 m lang, im Durchschnitt 4—5 m breit, im vorderen Teile ursprünglich etwa 6 m hoch, dagegen rückwärts beträchtlich niedriger. Der mit Winkelmesser verfertigte Grundriß der Höhle sowie ihre Ansicht wird hiermit veröffentlicht (Abb. 2); im übrigen



Abb. 1. Eingang der Bivak-Höhle.

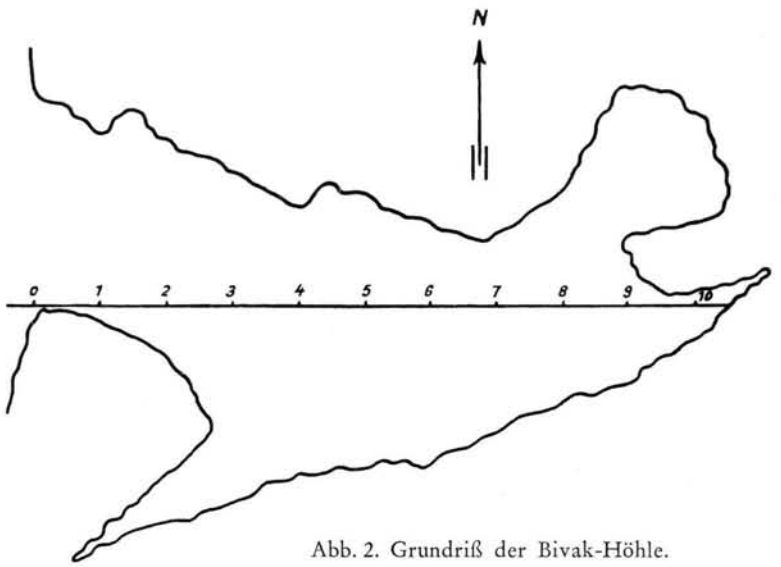


Abb. 2. Grundriß der Bivak-Höhle.

verweise ich — zwecks Vermeidung etwaiger Wiederholungen — auf die Daten von Sebős.

Bei Gelegenheit unseres Besuches in der im Jahre 1943 versuchweise ausgehobenen Grube fanden wir den Humerus eines Schneehuhnes. Die ohne Zweifel festgestellte Pleistozän-Schicht gab uns Anlaß zu weiteren Forschungen. Am Fundort leitete ich vom 14. September bis 8. Oktober 1953 — also 13 Tage hindurch — die Grabungen, und L. Vértes beendete nachher mit 4 Tagewerken die begonnenen Arbeiten. Die Grabungen begann ich mit einem Graben in einer Entfernung von 4 m westlich vom Eingang der Höhle (0-Punkt des Grundrisses), und sodann hoben wir den Boden in 2 x 1 bzw. mit 1 x 1 m begrenzten Abschnitten aus, indem wir uns nach den früheren Probegruben und nach dem Felsenboden richteten. Die ganze Mächtigkeit der Bodenausfüllung wechselte im Durchschnitt zwischen 1,0 und 1,4 m. Im vorderen Teil der Höhle kam unter dem Humus eine bis zum Felsen herabziehende gelbe Schicht zum Vorschein; dagegen war in dem hintersten Abschnitt nur die graue und rotbraune Schicht vorhanden. Die ganze Schichtenreihe entwickelte sich nur — von dem 0-Punkt berechnet — in 4 bis 5 m Entfernung und zwar folgendermaßen (indem ich die Mittelwerte der wechselnden Schichtenmächtigkeit zugrundelege): 30 cm Humus, darunter 30 cm gelber bzw. orangegelber, 10 cm gelblichgrauer, 20 cm grauer und 50 cm rötlichbrauner Lehm aus dem Pleistozän (Abb. 3). Die weiteren Einzelheiten der pleistozänen Schichtenreihe werden durch L. Vértes bekanntgemacht. Die Ausfüllung der nördlichen Seitennische, welche am Ende der Höhle liegt, ließen wir als Zeugen für die vorgefundene Bodenbeschaffenheit unberührt. Die relativ reiche Holozän-Mikrofauna stammt aus der oberhalb des Einganges der Höhle vorgefundenen kleinen Nische.

Bereits im Laufe der Grabungen wurde ich darauf aufmerksam, daß die Pleistozän-Fauna der gelben Schichten eine Kollektion darstellt, welche von den in Ungarn bisher bekannten Tiergesellschaften der Würmperiode entschieden abweicht. Gleichzeitig kamen auch wertvolle archäologische Funde und Holzkohlenreste zum Vorschein. Alldies erheischte die vollständige Aufarbeitung des vorgefundenen Materials. Deswegen übergab ich das Knochenmaterial der Säugetiere an Frau S. Kretzoi, geb. Varrók, die Holzkohlenreste an J. Stieber, die archäologischen Funde und die pleistozänen Lehmproben an L. Vértes; ferner bat ich Margit Herrmann, die mikromineralogischen Untersu-



Abb. 3. Schichtenserie der Höhle.

chungen anzustellen. Die verschiedenen Forschungen ergaben — wie wir es in den folgenden Ausführungen kennen lernen werden — sehr erfreulich zusammenstimmende Resultate. Die Aufarbeitung der Vogelknochenreste hatte ich selbst übernommen. Ungeachtet der permanenten Zunahme des zum Vergleich dienenden Vogelknochenmaterials verhindern jedoch die bestehenden schweren Mängel auch in der Gegenwart die so überaus wichtigen Bestimmungen. Deswegen fühle ich mich bewogen, diese Arbeit aufzuschieben. Diese Tatsache vermindert aber keineswegs die Vollkommenheit der Resultate der Komplex-Untersuchungen, da die Vogelfauna vom hierfür in Betracht kommenden klimatologischen und stratigraphischen Gesichtspunkte aus unbedeutend ist.

2. Holozäne und Pleistozäne Fauna der Höhlensedimente

Von Sarolta Kretzoi-Varrók

Sämtliche Schichten der Höhlenausfüllung, d. h. die obere Humusschicht und die vier jungpleistozänen Schichtenlagen lieferten Fossilien. Im untersuchten Material — besonders in den pleistozänen Schichten — überwiegen die Makrofauna-Elemente. Trotzdem lieferten doch sämtliche Schichten mit Ausnahme der untersten auch eine ausreichende Mikrofauna; dieser Umstand ermöglichte eine nähere Untersuchung der faunistisch-ökologischen und stratigraphischen Verhältnisse der einzelnen Schichten. Das untersuchte Fossilienmaterial lieferte aus den einzelnen Schichten folgende Faunenlisten.

Holozäne Humusschicht

Aus der holozänen Ablagerung wurden etwa anderthalb Hundert bestimmbare Fossilien gesammelt. Ein Drittel muß Vogelarten zugeschrieben werden, das übrige Material verteilt sich auf folgende Tierarten:

Laciniaria biplicata Montagu[1])
Chondrina clienta (Westerlund) Ehrmann[1])
Lacerta sp. indet. - 1[2])
Anura indet. - 1
Talpa europaea Linné - 6
Crocidura leucodon Herrmann - 4
Rhinolophus hipposideros Bechstein - 1
Myotis bechsteinii Kuhl - 3
Citellus citellus (Linné) - 2
Glis glis (Linné) - 25
Cricetus cricetus (Linné) - 1
Clethrionomys glareolus (Schreber) - 1
Arvicola sp. - 1
Microtus arvalis Pallas - 7
Rattus norvegicus Erxleben - 1
Apodemus sylvaticus (Linné) - 11
Mus musculus Linné - 13
Lepus europaeus Pallas - 4
Ursus arctos Linné - 1
Felis sp. - 1
Cervus elaphus Linné - 1
Ovis seu *Capra* sp. - 4
Bos taurus Linné - 8

Die angeführte Fauna bietet nichts Bemerkenswertes; neben den überwiegenden Waldformen treten die Steppenelemente ziemlich in den Hintergrund. Das Auftreten des Bären in der Fauna neben Haustieren und Ratten spricht für eine von der Ablagerung vertretene größere Zeitspanne.

Jungpleistozäne gelbe Lehmschicht

Die oberste Schicht der jungpleistozänen Schichtenfolge, ein stark kalkschutthaltiger gelber Höhlenlehm, erwies sich als ziemlich fossilarm; nur an einigen Stellen war die Fossilführung etwas dichter. Das häufigste Faunenelement ist der Schneehase, ihm folgt der Höhlenbär, die übrigen Vertreter der Fauna sind bedeutend seltener. Von den 319 aus dieser Schicht stammenden Überresten sind 62 Stück auf Vögel zu beziehen, während die übrigen auf folgende Arten entfallen:

Rana sp. - 1 = 0,4%
Talpa europaea L. - 11 = 4,3%
Citellus citellus (L.) - 10 = 4%
Cricetiscus songorus (Pallas) - 1 = 0,4%
Clethrionomys glareolus (Schreber) - 4 = 1,6%
Arvicola amphibius (L.) - 6 = 2,3%
Microtus arvalis (Pallas) - 4 = 1,5%
Microtus gregalis-anglicus-Gruppe - 16 = 6,2%
Microtus oeconomus (Pallas) - 3 = 1,2%
Microtus nivalis (Martins) - 9 = 3,5%
Dicrostonyx torquatus-henseli-Gruppe - 8=3,1%
Apodemus sylvaticus (L.) - 1 = 0,4%
Ochotona spelaea (Owen) - 16 = 6,2%
Lepus timidus L. - 85 = 33%
Vulpes vulpes (L.) - 5 = 2%
Ursus spelaeus Rosenmüller - 56 = 22%
Mustela nivalis L. - 1 = 0,4%
Mustela erminea L. - 6 = 2,3%
Felis ferus Schreber - 1 = 0,4%
Lynx lynx (L.) - 1 = 0,4%
Sus scrofa L. - 2 = 0,8%
Cervus elaphus L. - 2 = 0,8%
Rangifer tarandus (L.) - 2 = 0,8%
Capra ibex L. - 5 = 2%

In der Fauna tritt der Höhlenbär — der nur mehr ein Fünftel der Knochenreste gibt — schon merkbar zurück, während das subarktische Steppenelement durch den Schneehasen, der allein ein Drittel des Materiales ausmacht, den Pfeifhasen, besonders aber durch den Halsbandlemming, die *Microtus*-Arten *(gregalis* und *nivalis)* und Rentier ziemlich in den Vordergrund rückt. Natürlich muß auch eine nicht geringe Bewaldung angenommen werden, was das Auftreten von Wildschwein, Rothirsch, Luchs und Waldwühlmaus bestätigen.

Gelblichgrauer Höhlenlehm

Diese Schicht lieferte die reichste Fauna der ganzen pleistozänen Schichtenfolge der Höhle: 28 Arten, die Vogelarten nicht gerechnet. Die 280 bestimmten Überreste (zu

[1]) Die Bestimmung der zwei Schneckenarten verdanke ich J. Vágvölgyi.
[2]) Nach den Namen folgt die Stückzahl der bestimmten Reste.

denen noch 30 Knochenreste von Vogelformen kommen) lassen sich auf folgende Tierformen verteilen:

Talpa europaea L. - 16 = 5,7%
Sorex araneus (L.) - 1 = 0,4%
Myotis daubentonii (LEISLER) 1 - = 0,4%
Citellus citellus (L.) - 4 = 1,4%
Citellus rufescens (KEYS. & BLAS.) 1 = 0,4%
Spalax sp. - 1 = 0,4%
Cricetus cricetus (L.) - 2 = 0,7%
Criceticus songorus (PALLAS) - 1 = 0,4%
Arvicola amphibius (L.) - 6 = 2%
Microtus gregalis-anglicus-Gruppe - 20 = 7%
Microtus oeconomus (PALLAS) - 3 = 1%
Microtus nivalis (MARTINS) - 6 = 2%
Microtus sp. - 2 = 0,7%
Dicrostonyx torquatus-henseli-Gruppe - 5=1,8%
Ochotona spelaea (OWEN) - 13 = 4,6%
Lepus timidus L. - 79 = 28%
Vulpes vulpes (L.) - 2 = 0,7%
Alopex lagopus (L.) - 1 = 0,4%
Ursus spelaeus ROSENMÜLLER - 94 = 33,4%
Martes martes (L.) - 2 = 0,7%
Mustela nivalis L. - 1 = 0,4%
Mustela erminea L. - 3 = 1%
Crocuta spelaea (GOLDFUSS) - 1 = 0,4%
Lynx lynx (L.) - 3 = 1%
Equus sp. - 2 = 0,7%
Rangifer tarandus (L.) - 4 = 1,4%
Capra ibex L. - 5 = 1,8%
Bison sp. - 2 = 0,6%

Die Zusammensetzung der Fauna steht derjenigen der oberen gelben Pleistozänschicht ungemein nahe; bloß in der nach unten steigenden Häufigkeit des Höhlenbären und dem kaum merkbaren Zurücktreten der Steppen-Tundrenelemente ist ein leichter Unterschied wahrzunehmen.

Grauer Höhlenlehm

An Zahl der geborgenen Reste lieferte diese Schicht das größte Fossilien-Material; doch kommen diese zum größten Teil vom Höhlenbären. Neben ihm schrumpft die Begleitfauna — außer dem Schneehasen und dem Steinbock — auf eine ganz geringe Zahl zusammen.

Die 363 bestimmten Knochenreste dieser Schicht verteilen sich auf folgende Säugetierarten (12 Reste stammen von Vögeln):

Talpa europaea L. - 2 = 0,6%
Citellus citellus (L.) - 3 = 0,8%
Citellus rufescens (KEYS. & BLAS.) - 1 = 0,3%
Criceticus songorus (PALLAS) - 1 = 0,3%
Arvicola amphibius (L.) - 4 = 1,1%
Microtus oeconomus (PALLAS) - 1 = 0,3%
Dicrostonyx torquatus-henseli - Formenkreis - 1 = 0,3%
Lepus timidus L. - 18 = 4,9%
Canis spelaeus GOLDFUSS - 1 = 0,3%
Vulpes vulpes (L.) - 5 = 1,4%
Ursus arctos L. - 1 = 0,3%
Ursus spelaeus ROSENMÜLLER - 306 = 84,0%
Sus scrofa L. - 1 = 0,3%
Cervus elaphus L. - 1 = 0,3%
Megaloceros giganteus (BLUMENBACH) - 1 = 0,3%
Rangifer tarandus (L.) - 2 = 0,6%
Capra ibex L. - 14 = 3,9%

In dieser Schicht verdreifacht sich die Zahl des Höhlenbären gegenüber den überlagernden Schichten, dabei verringert sich die Zahl der Schneehasen und der Pfeifhasenreste, während die zwei boreoalpinen *Microtus*-Arten, *M. nivalis* und *gregalis*, einfach verschwinden. Dieser Unterschied ist viel zu groß, um nicht mit einer Schichtenlücke zwischen der grauen und der gelbgrauen Schicht erklärt zu werden.

Braune Lehmschicht

Die unterste Lage der pleistozänen Schichtenfolge erwies sich als an Fossilien unvergleichlich ärmer als die überlagernden Schichten. Die überwiegende Mehrzahl der Knochenreste gehört dem Höhlenbären an. Außer den 6 Vogelknochen wurden aus dieser Lage 149 Knochen gesammelt, die auf folgende Säugetierarten entfallen:

Spalax sp. - 1 = 0,7%
Arvicola amphibius L. - 2 = 1,3%
Microtus sp. - 5 = 3,3%
Ochotona spelaea (OWEN) - 1 = 0,7%
Lepus timidus L. - 5 = 3,5%
Ursus spelaeus ROSENMÜLLER - 129 = 86%
Lynx lynx (L.) - 3 = 2%
Capra ibex L. - 3 = 2%

Die in Begleitung des dominant auftretenden Höhlenbären nachgewiesenen 7 Säugetierformen sagen uns über das Alter und die ökologischen Verhältnisse der Fauna ziemlich wenig, doch wird uns auch so auffallen müssen, daß die Faunen der beiden unteren Schichten untereinander ziemlich gut übereinstimmen. Das Fehlen von Halsbandlemming, Rentier sowie der subarktischen Wühlmäuse, verbunden mit dem Auftreten von *Spalax,* verleiht der Fauna einen entschieden milderen Klimacharakter.

Auswertung der Fauna

Betrachten wir die angegebenen Faunenlisten zusammen, so ergeben sich einige Daten, die zu folgenden Vermutungen Veranlassung geben.

Wenn auch die relativ geringe Zahl der Mikrofaunen-Elemente uns nicht gestattet, die zahlenmäßige Änderung in der Häufigkeit der meisten Tierformen von Schicht zu Schicht zu verfolgen, kann in der Häufigkeit zweier Formen, des Höhlenbären und des Schneehasen, eine sehr bedeutende Verschiebung in der zahlenmäßigen Verteilung wahrgenommen werden, welche von den in kleiner Zahl vertretenen Tierarten begleitet und verstärkt wird. In dieser Form können auch die seltenen Formen gemeinsam mit den anderen statistisch verwertet werden (vgl. Abb. 4).

Aus der gegensätzlichen Verschiebung in der Verteilung der Stückzahl vom Höhlenbären und Schneehasen in den einzelnen Schichten kann schon allein, ohne die Angaben der Begleitfauna, sicher auf eine Verschiebung des Klimas zum Trockeneren und Kontinentaleren geschlossen werden. Dies wird übrigens auch durch das allmähliche Auftreten und Häufigerwerden von *Ochotona, Dicrostonyx* und den subarktischen und alpinen Wühlmäusen im Gegensatz zu den unteren Schichten gut unterstützt.

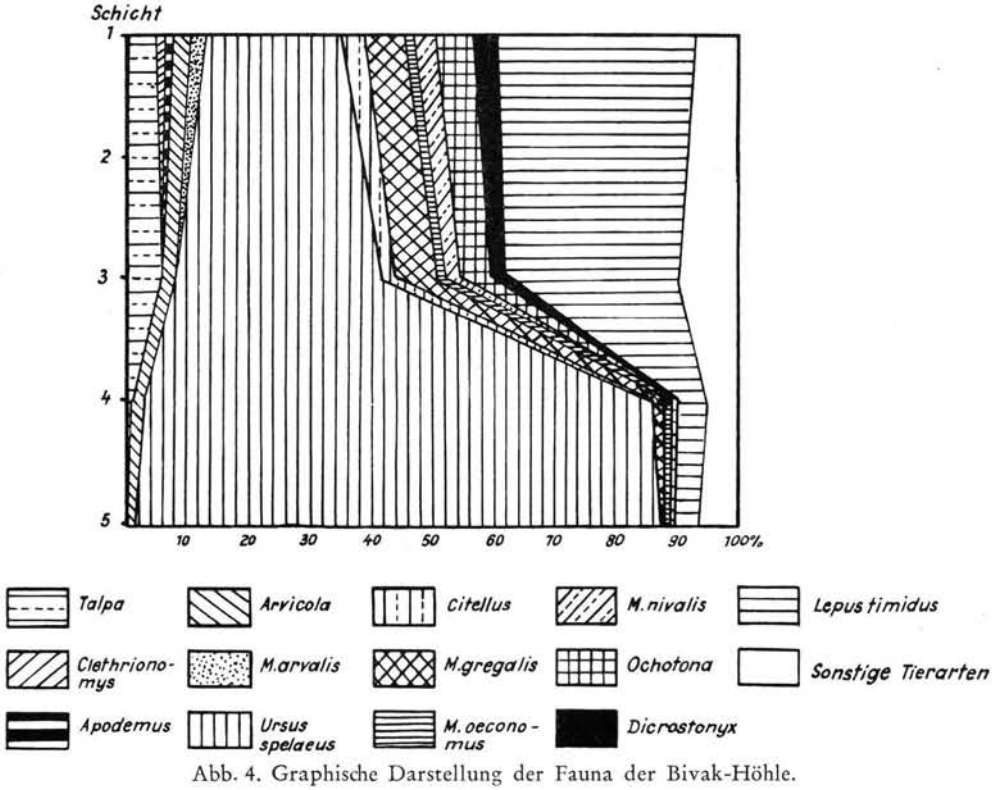


Abb. 4. Graphische Darstellung der Fauna der Bivak-Höhle.

Besonders die von Schicht zu Schicht festgestellte prozentuale Verschiebung der einzelnen Faunenelemente ist dazu geeignet, den schroffen Gegensatz zwischen den oberen und unteren Schichten der pleistozänen Schichtenserie zu veranschaulichen und zugleich auf eine Diskordanz zwischen diesen zu schließen.

Weniger eindeutig ist ein Vergleich der Zahlenverhältnisse der Pflanzenfresserfauna der einzelnen Schichten auswertbar; an diesem Umstand trägt aber eher die zu kleine Zahl der Reste die Schuld. Im Gegensatz zu Obigem stimmt die nach oben fallende Zahl der Luchsreste, bzw. die steigende Zahl der Überreste vom Hermelin mit den beim Höhlenbären und den Nagetieren gefundenen sehr gut überein.

Alles zusammenfassend spricht die nach oben stark sinkende Tendenz in der Häufigkeit des Höhlenbären, die allmähliche Vermehrung der Elemente der Tundra und subarktischen Steppe, sowie der scharfe Unterschied zwischen den Faunen der zwei oberen und unteren Schichten — sowie die aus letzterem direkt folgende Diskordanz in der Schichtenfolge dafür, daß die zwei unteren Schichten der pleistozänen Schichtenfolge der Höhle ein Interstadial, die Schichtenlücke das darauffolgende Stadial mit der feuchten Erosionsphase, während die zwei oberen Schichten eine mehr kontinental-periglaziale Phase vertreten.

Hieraus können wir folgern, daß die erwähnten zwei unteren Schichten der Serie das Würm I/II-Interstadial vertreten, die zwei oberen Schichten dagegen die zweite, kalt-aride Phase des Würm II+III-Stadials; die sich zwischen diese einschaltende faunistische (und auch Sedimentations-) Lücke muß dann der feuchten, erosiven ersten Hälfte des Stadials Würm II+III entsprechen.

3. Die Schwermineralien aus den Sedimenten der Bivak-Höhle

Von Margit Herrmann

Aus den Sedimenten der Bivak-Höhle erhielt ich 5 Proben zwecks mikromineralischer Bestimmung. Aus dem Material der Proben schied ich die Schwermineralien mit Bromoform aus. Die prozentuale Verteilung der einzelnen Mineralien (in Prozenten) in den verschiedenen Proben ist aus der folgenden Tabelle ersichtlich (vgl. auch Abb. 5):

	Bivak 1	Bivak 2	Bivak 3	Bivak 4	Bivak 5
Granat	26,4	29,1	12,4	8,0	5,4
Limonit	22,2	22.8	28,9	6,1	62,8
Magnetit	11,1	18,2	19,4	54,2	12,1
Epidot	4,2	5,0	4,1	8,8	1,9
Chlorit	9,7	5,0	7,6	0,4	1,4
Cyanit	4,2	1,8	4,1	4,2	1,4
Staurolith	4,2	0,5	1,4	7,7	1,4
Turmalin	1,4	3,6	8,2	3,4	2,9
Gemeine Hornblende	5,5	—	—	0,8	—
Basaltische Hornblende	—	0,5	0,8	—	—
Ilmenit	9,7	7,2	4,1	1,9	8,7
Zirkon	—	0,9	1,4	2,2	0,5
Rutil	1,4	0,9	0,7	0,4	—
Kalcit	—	3,2	4,8	1,5	0,5
Zoisit	—	0,5	—	—	—
Gesteinglas	—	—	2,1	0,4	1,0

Die Schwermineralien der Proben Nr. 1 und 2 sind sozusagen identisch. Der Granat, Limonit, Magnetit, Ilmenit, Epidot und Chlorit (d. h. die wesentlichen, über 10% vorhandenen Gemengteile) kommen etwa in derselben Quantität vor; als Nebengemengteile (zwischen 2 und 10%) enthalten die Schwermineralien Epidot, Ilmenit und Chlorit. Die Schwermineralien sind überwiegend aus dem Kristallinen Schiefer entstanden, dagegen können der Granat, Magnetit, ferner die auf sekundärem Wege entstandenen Limonit und Chlorit auch magmatischen Ursprungs sein.

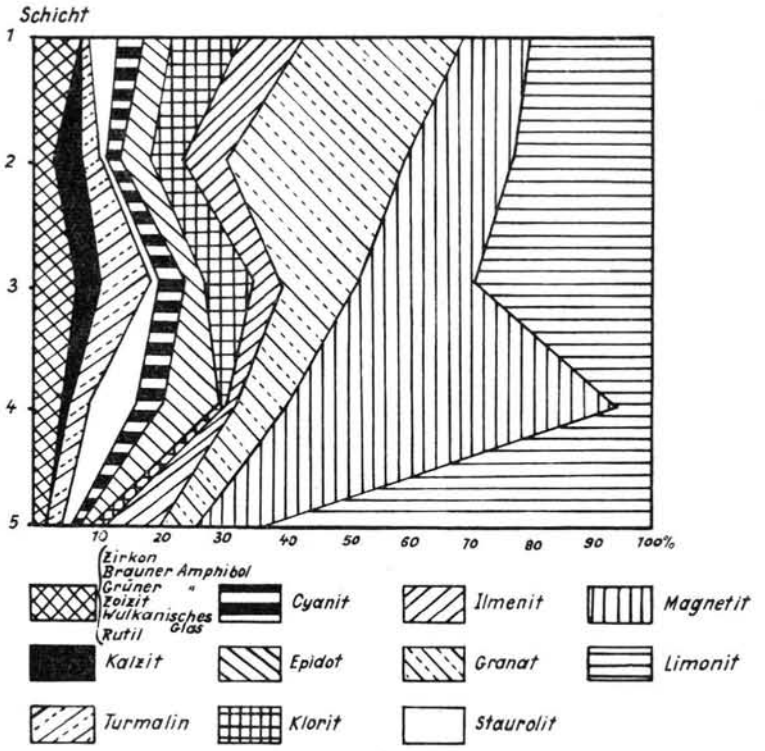


Abb. 5. Graphische Darstellung der Schwermineralien der Bivak-Höhle.

Die wesentliche Abnahme der Quantität des Granates (zwischen 5 und 8%) und die bedeutende Zunahme der Quantität des Magnetit und Limonit (zwischen 60 und 75%) spricht für die nahe Verwandtschaft der Proben Nr. 4 und 5. Die prozentuell größere Menge des Epidot, Cyanit und Staurolith in Probe Nr. 4 beweist, daß die Schwermineralien der Probe Nr. 4 vor allem eher aus Kristallinen Schiefern entstanden sind, als die der Probe Nr. 5.

Die Probe Nr. 3 zeigt bezüglich ihrer Zusammensetzung von Schwermineralien — wegen ihres Inhaltes von Granat — ein Übergangsstadium zwischen den Proben Nr. 1—2 und Nr. 4—5; im übrigen steht sie bezüglich ihres Inhaltes von Limonit, Magnetit, Epidot und Chlorit den Proben Nr. 1—2 näher.

Bei den Proben Nr. 4 und 5 läßt der Gegensatz der Menge des Magnetit und Limonit (d. h. 6.1—54% gegenüber 62—12%) die Folgerung zu, daß in der Probe Nr. 5 nach erfolgter Ablagerung eine starke Zunahme des Limonits — infolge des feuchten Klimas — entstanden ist.

Daher stammen in allen 5 Proben folgende Schwermineralien von Kristallinen Schiefern: Epidot, Cyanit, Staurolith, Turmalin und die gemeine Hornblende. Die Epidot-Körner zeigen eine grünlich-zitronengelbe Farbe. Die Körnchen sind entweder abgerundet oder es sind scharf begrenzte Bruchstückchen. Der Cyanit ist farblos und in den am wenigsten abgenützten Formen vorhanden. Der Staurolith kann in abgerundeten oder in scharf begrenzten Bruchstückchen mit einer charakteristischen gelblichen Farbe wahrgenommen werden. Die Turmalinkristalle haben noch am meisten ihre ursprünglichen Formen bewahrt; jedoch gibt es auch abgerundete Exemplare, welche einen gelben bzw. grünlichbraunen Pleochroismus aufweisen.

Schwermineralien magmatischen Ursprungs sind die basaltische Hornblende, der Ilmenit, Zirkon und Rutil. Im allgemeinen sind sie abgerundet; etwa die Hälfte der Zirkon-Kristalle sind abgerundet, die andere Hälfte dagegen hat ihre ursprüngliche Form bewahrt. Alle Mineralien sind durch ihre charakteristischen Eigenschaften leicht erkenntlich.

Die Granate, — welche magmatischen Ursprungs sein könnten oder aus Kristallinen Schiefer entstanden — sind entweder abgerundet oder aber scharf abgegrenzte Bruchstückchen.

Chlorit und Limonit sind auf sekundärem Wege entstanden und epigenetischen Ursprungs. Die anderen Schwermineralien haben ein allotigenes Gepräge, d. h. sie haben bereits in fertigem Zustande das Ablagerungsgebiet erreicht.

Zusammenfassung. Das Material der Proben Nr. 1 und 2 ist ein Sediment, welches aus demselben oder wenigstens aus einem ähnlichen Abtragungsgebiet stammt und zu gleicher Zeit oder aber bei identischen klimatischen Verhältnissen abgelagert wurde. Das Material der Proben Nr. 4 und 5 stammt aus einem Abtragungsgebiet, welches ein von den Proben Nr. 1 und 2 abweichendes Gepräge aufweist. Obzwar die Proben Nr. 4 und 5 aus demselben Abtragungsgebiet stammen, deuten sie auf verschiedene Verhältnisse hin. Im Material der Probe Nr. 5 ist infolge des feuchten Klimas eine starke Limonitisierung entstanden. Die dazwischenliegende Probe Nr. 3 weist ein zwischen der Probe Nr. 1 und 2, bzw. Nr. 4 und 5 fallendes Gepräge auf. Das Sediment der Probe Nr. 3 deutet auf gleiche klimatische Verhältnisse hin, wie es bei den Proben Nr. 1 und 2 wahrgenommen werden kann.

4. Archäologische Funde und Zeitbestimmung der Bivak-Höhle

Von László Vértes

Das archäologische Fundmaterial

a) *Werkzeuge aus den unteren Schichten.*

Lorbeerblattspitze. Ist 58,8 x 26 mm groß, das Ende der Spitze ist abgebrochen, die Vorder- und Hinterseite wurde unregelmäßig bearbeitet, ist plankonvex. Die Kanten verlaufen in Zickzacklinie, sind stellenweise mit Kantenretusche versehen. Am unteren Teil der Spitze bildet eine etwa bis zu einem Drittel des Instrumentes reichende Einkerbung einen Stiel. Die Basis ist so verhältnismäßig schmal (etwa 13 bis 14 mm), der ehemalige „plan de frappe" ist noch zu sehen. Der Stiel wurde mit groben Hieben geformt. Das Instrument ist, trotz seiner verhältnismäßig oberflächlichen Bearbeitung, ausgeglichen, wohlgeformt. Das Material ist ein etwas heterogener Hornstein (Taf. I, Abb. 6).

Die Instrumente der transdanubischen Gruppe der Szeleta-Kultur, hauptsächlich jedoch die primitivsten Lorbeerblattspitzen der Jankovich-Höhle sind unserer Spitze der Bearbeitung und der Form nach gleich. Die Formung des Stiels können wir auch bei einigen Stücken der Jankovich-Höhle auffinden, manchmal jedoch bloß auf der einen Seite. Die stielbildenden Kerben — hauptsächlich die einseitigen — sind bei den Instrumenten des Frühniveaus der Szeleta-Höhle auch zu finden, wenn auch selten. Meines Wissens wurde auch in der Csákvárer Höhle ein Instrument mit beiderseitiger Kerbung ausgegraben[3]). Weder bei den Hochszeletien-Lorbeerblattspitzen, noch bei jenen des westlichen Hochsolutréen gibt es Stiele. Wir finden solche jedoch in dem von Bohmers (1951) publizierten altpaläolithischen Lorbeerblattspitzenfund von Mauern. Auch Zotz (1951) beschreibt die einseitige Kerbung als typischen Charakterzug bei den

3) Nach einer mündlichen Mitteilung M. Roska's.

Lorbeerblattspitzen der Weinberghöhle, doch ist die Stielausbildung im deutschen „Praesolutréen", z. B. in Ofnet und Altendorf auch zu finden (FREUND 1952).

Zusammenfassend: die verschiedenen Erscheinungsformen der Stielausbildung können wir im Frühszeletien und in den von FREUND „Praesolutréen" genannten Kulturen finden; aus dem Hochszeletien, sowie aus dem Hochsolutréen fehlen sie jedoch. Sie kommen im Früh- und Spätsolutréen wieder zum Vorschein.

Der Längen-Breitenindex unseres Instrumentes ist 44,4, was zwischen dem Durchschnitt der Jankovich-Höhle (53,8) und dem Durchschnitt der entwickelten Lorbeerblattspitzen der Szeleta-Höhle (40,9) steht (VÉRTES 1955c). Unsere Lanzenspitze ist also bedeutend schlanker, als jene der Jankovich-Höhle es im allgemeinen sind. Obwohl es ein charakteristischer Zug der Entwicklung der ungarischen Lorbeerblattspitzen ist, daß sie immer schlanker werden, ist das beschriebene Instrument, seiner roheren Bearbeitung zufolge, dennoch in das primitivere Niveau der transdanubischen Gruppe des Szeletien zu verlegen.

Roher Schaber aus trapezförmigem Abschlag. Ist ein Levallois-artiges Instrument, von dessen Rückseite der ursprünglich dicke Bulbus entfernt wurde. Der „plan de frappe" verläuft an der rechten Seite des Bulbus, ist facettiert. Fast rechtwinklig dazu verläuft die rechte obere Arbeitskante, die zum Teil retuschiert ist; die Retusche geht an einem kleinen Teil auf die Vorderseite des Instrumentes über, ist von Solutréentechnik. Auch die linke Arbeitskante ist retuschiert. Die Retusche wird von der Basis aus zur oberen Querkante zu immer leichter. Die der Basis gegenüberliegende Querkante ist unretuschiert. Unter den Funden der Jankovich-Höhle gibt es mehrere Schaber ähnlichen Charakters. Das Material ist roter Halbopal, die Maße sind 36 x 32,4 mm (Taf. I, Abb. 4a-b).

Länglicher Schaber. Wurde aus einem klingenartigen Splitter hergestellt. Die Basis ist schmal, mit Spuren eines starken Bulbus; der „plan de frappe" wurde verarbeitet. An der linken Arbeitskante finden wir intensive, auf der Hinterseite fast vertikale, frühszeletienartige Retusche, die sich auch auf der unregelmäßigen Spitze und der rechten Arbeitskante fortsetzt. Die rechte Kante ist in der Nähe der Basis breit, messerrückenartig, steht zur Hinterseite vertikal, hat stellenweise die ursprüngliche Steinkruste noch an sich, und ist hier und da retuschiert. Im oberen Drittel des Instrumentes finden wir an dieser Kante einen Vorsprung, von wo aus eine intensive Retusche zur verstümmelten Spitze führt. Die Maße sind: 56,7 x 23,5 mm, das Material ist grauer Hornstein (Taf. I, Abb. 5).

Klingenbruchstück mit hohem Rücken. Breiter Bulbus, stumpfwinkliger, breiter, facettierter „plan de frappe", unebenmäßig verlaufende retuschierte Kanten und retuschiertes Querende charakterisieren dieses kleine Instrument. Der Querschnitt ist trapezförmig. Im Werkzeuginventar der Jankovich-Höhle gibt es einige Analogien. Die Maße sind: 31,8 x 20,4 mm, das Material ist Feuerstein (Taf. I, Abb. 8).

Knochenlanzenspitzen-Bruchstück. Basis und Spitze fehlen. Der Querschnitt ist flach-oval, die Oberfläche ist verhältnismäßig unebenmäßig ausgebildet. Ist ein etwas feineres, dünneres Instrument als die Knochenwerkzeuge der Jankovich-Höhle. Es erinnert eher an die ungarischen Knochenspitzen mit gespaltener Basis als an die vom erwähnten Fundort allgemein bekannten Mladečer (Lautscher) Knochenspitzen oder irgend einen anderen paläolithischen Knochenwerkzeugtyp. Das Material ist Rentiergeweih, die Maße sind: 46,8 x 13 mm. (Taf. I, Abb. 1).

Knochenlanzenspitzen-Bruchstück. Ist dem vorgehenden ähnlich, doch schlechter erhalten. Die Oberfläche ist stellenweise korrodiert. Die intakt gebliebenen Stellen der Oberfläche beweisen jedoch, daß es ursprünglich vollkommener war als das oben beschriebene Fragment; der Querschnitt ist flacher, linsenförmig. Die Maße sind 33 x 13,8 mm, das Material ist Rengeweih (Taf. I, Abb. 3).



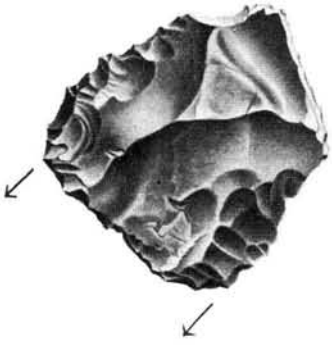
1



2



3



4 a



4 b



5



6



7



8



9

Taf. I. 1, 3 Knochenspitzen mit gespaltener Basis; 6 Lorbeerblattspitze; 4 a, b Schaber aus trapezförmigem Abschlag; 5 Länglicher Schaber; 8 Klingenbruchstück mit hohem Rücken; 7 Klingenbruchstück; 2 *Arca*- oder *Cardium*-Schale; 9 Eckstichel (Originalzeichnungen von I. Richter).

Die beiden Instrumente können auch in ihrer Bruchstückform an Hand der Proportionen, des Verlaufes und der Konvergenz der Seitenlinien, der Maße und des Querschnittes mit fast vollkommener Sicherheit als Knochenspitzen mit gespaltener Basis bestimmt werden.

Es gibt Knochenspitzen mit gespaltener Basis in der Jankovich-Höhle (HILLEBRAND 1935, VÉRTES 1955c) und in der Dzeravá skala (HILLEBRAND 1914), die zur selben Kultur gehörten, obwohl PROŠEK (1953) bezweifelt, daß letztere wahrhaftig Knochenspitzen mit gespaltener Basis seien. Diese Zweifel müssen jedoch durch das von HILLEBRAND gefundene Werkzeug behoben werden, welches ein ganz typischer Repräsentant der in Rede stehenden Form ist[4]).

Zwei Exemplare von Knochenspitzen mit gespaltener Basis wurden auch in der Szeleta-Höhle gefunden, wo sie jedoch nicht die Koexistenz oder Vermischung der Szeleta- und Aurignacienkulturen beweisen, sondern wahrscheinlich Nachlaß einer Aurignacien I-Gruppe sind, die zur Zeit der Frühszeletien-Menschen kurzfristiges Obdach in der Höhle fand (HILLEBRAND 1928, SAÁD-NEMESKÉRI 1955, VÉRTES 1955c).

Unmittelbare Koexistenz, resp. Vermischung der Szeletien- und Aurignacienmenschen können wir bloß bei den transdanubischen Fundorten der Szeleta-Kultur annehmen, wie wir aus den Funden der Jankovich-Höhle, Lovas, Csákvárer-Höhle und in der Bivak-Höhle folgern können[5]).

Wir können jedoch zur Zeit selbst bei den Mischungserscheinungen aufweisenden Fundorten den Weg der gemeinsamen Entwicklung beider Kulturen nicht verfolgen; wir können keine sichere Gliederung der Gruppe aufstellen. In erster Linie deshalb nicht, weil bei der Ausgrabung der eine Schlüsselposition einnehmenden Jankovich-Höhle die 5 m mächtige Szeletienschicht den Niveaus nach nicht gegliedert wurde. Die Verhältnisse der Schichten und des darin gefundenen Materials rekonstruierend — soweit dies überhaupt möglich war — können wir annehmen, daß im unteren Teil der Schicht Lorbeerblattspitzen und Spitzschaber primitiverer Ausarbeitung vorhanden waren, ohne Knochenwerkzeuge oder nur von wenigen solchen begleitet. In den höheren Niveaus der Schicht können wir besser ausgearbeitete Lorbeerblattspitzen in Begleitung von Knochenwerkzeugen und Klingen annehmen.

Während HILLEBRAND (1935) bloß von der breiten Variationsskala der „Frühsolutréen"-Lorbeerblattspitzen spricht, nimmt FREUND (1952) — obwohl es ihr ohne nähere Kenntnis des Materials weniger möglich war, sich ein konkretes Urteil zu bilden — unserer Meinung nach richtig an, daß die Lorbeerblattspitzen der Jankovich-Höhle zeitlich und stratigraphisch einer Entwicklung unterliegen[6]).

4) PROŠEK drückt auch in einem an mich gerichteten Brief seinen Zweifel aus, doch ist dies bloß eine Folge dessen, daß er keine Gelegenheit hatte, das HILLEBRANDsche Werkzeug durch Autopsie zu untersuchen. Im angeführten Artikel bringt er auf Taf. X, Abb. 11, das fragliche Instrument nach HILLEBRAND, doch nachgezeichnet; die Nachzeichnung hat den Charakter jedoch stark verändert.

5) Schon HILLEBRAND (1935) hat angenommen, daß sich in Ungarn und in den umliegenden Gebieten das Szeletien und Aurignacien vermischt haben. Auch BREUIL (1923) ist derselben Meinung.

6) Hier müssen wir jedoch bemerken, daß wir mit FREUND nicht einverstanden sind, wenn sie an Hand der in verschiedenem Grade entwickelten Lorbeerblattspitzen der Jankovich-Höhle in diesem Fundort das Vorhandensein des „Praesolutréen" annimmt (FREUND 1952, S. 74 ff, Abb. V-VII, und die Verbreitungskarte); ihre Feststellungen sind sogar von zwei Standpunkten aus zu kritisieren: 1. Auch wenn wir die Bezeichnung „Praesolutréen" anstatt der von uns gebrauchten „Szeleta-Kultur" annehmen, können wir das Niveau mit hochentwickelt ausgearbeiteten Blattspitzen nicht „Hochsolutréen" nennen, da es genetisch mit dem „Praesolutréen" und nicht mit dem westlichen Solutréen zusammenhängt. 2. Da die nicht vollständige Schichtenreihe der Jankovich-Höhle während des Würm I/II entstanden ist, können wir ihre Funde mit dem Solutréen nicht identifizieren. Stattdessen gebrauchen wir auch weiterhin die Bezeichnung „Szeletien" und nehmen an, daß in der Jankovich-Höhle beide Niveaus vorhanden waren. Einer ähnlichen Meinung gibt neuestens auch PROŠEK (1953, S. 188) Ausdruck.

b) *Werkzeuge aus den oberen, gelben Schichten.*

Eckstichel. Ist eine Klinge mit trapezförmigem Querschnitt, dessen Kanten von der Basis aus leicht divergieren. Das obere Ende wurde schräg abgeschlagen, so daß beim Zusammentreffen der linken Kante und des Schrägendes ein spitzer Winkel entstand, welcher mit doppeltem Hieb zum Stichel ausgebildet wurde. Unter der Arbeitskante an der linken Seite der Klinge ist eine seichte und kleine, doch gut retuschierte Einschnürung. An der rechten Kante finden wir hier und da Retusche an der Rückseite. Die Maße des Werkzeuges sind: 25 x 15 mm, das Material ist Obsidian (Taf. I, Abb. 9).

Dies Stück ist infolge des Rohmaterials von den Werkzeugen der transdanubischen Szeleta-Kultur abzusondern, wo unseren bisherigen Kenntnissen nach der Obsidian noch unbekannt ist. Der Obsidian erscheint in Transdanubien erst in jenen Kulturen, welche zur Zeit des Würm II+III Stadials gelebt hatten (Ost-Gravettien; VÉRTES 1953).

Bruchstück einer Klinge mit trapezförmigem Querschnitt. Die Kanten sind unretuschiert, der obere Teil ist abgebrochen. Ist ein atypisches Werkzeug; das Material ist grober Hornstein. Die Maße sind: 23,3 x 18 mm (Tafel I, Abb. 7).

Bruchstück einer Muschelschale *(Arca* oder *Cardium)*, an welcher keine Spur der Bearbeitung oder des Gebrauches wahrzunehmen ist. Wir kennen aus manchen spät-jungpaläolithischen Fundorten Transdanubiens Reste tertiärer Malakofaunen. Am bekanntesten ist die durchbohrte *Arca diluvii* von Ságvár (LACZKÓ, GAÁL usw. 1930). In größerer Anzahl wurden tertiäre Mollusken in Szob gefunden (MOTTL 1942). Wahrscheinlich wurden sie als Schmuck gebraucht, obwohl die von Szob weder durchbohrt, noch bearbeitet sind (Taf. I, Abb. 2).

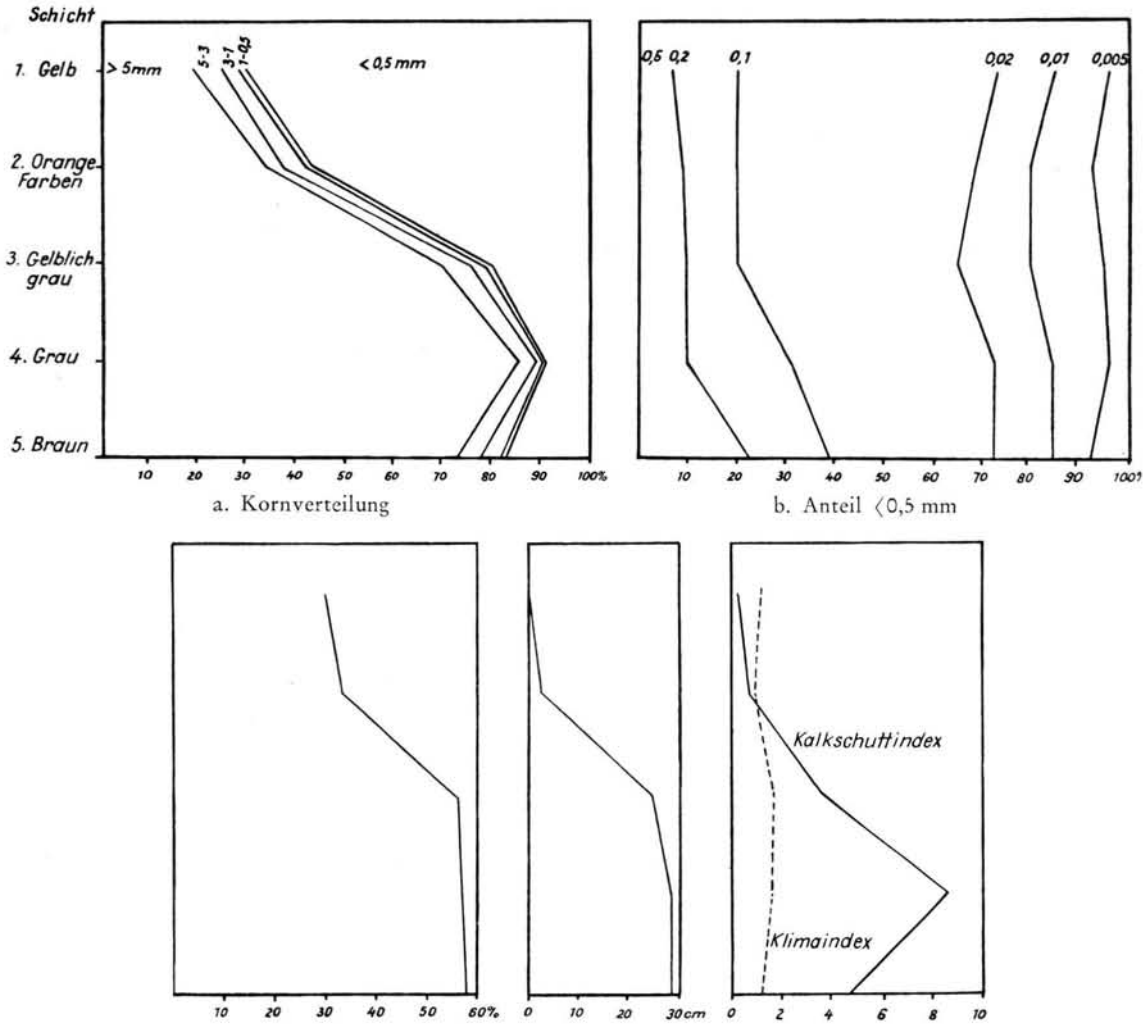
Die wenigen aus der gelben Schicht stammenden Werkzeuge sind für typologische Bestimmung unbrauchbar. Dem Charakter nach sind sie jedoch vom Szeletien-Material der unteren Schichten verschieden.

Zeitbestimmung

Die Schichtenreihe der Bivak-Höhle verläuft von unten nach oben folgendermaßen: braun - grau - gelblichgrau - orangefarben - gelb - Humus. Welchen Alters sind diese Schichten?

Die faunistischen Untersuchungen (Abb. 4) und die äußerst wertvollen mikromineralogischen Ergebnisse (Abb. 5) beweisen, daß das Klima zur Zeit der Ablagerung der Schichtenreihe in der Bivak-Höhle von unten, genauer genommen von der Sedimentation der grauen Schicht an, nach oben, vom Ozeanischen sich zum Kontinentalen verschob; das Klima wurde aus einem gemäßigten zu einem kalten. Diesen Vorgang beweisen sowohl das Vordringen des Lemmings in den orangefarbenen und gelben Schichten[7]), als auch das rapide Verschwinden des Höhlenbären in den oberen Schichten, wo hingegen Steppenelemente — mit *Lepus timidus* an der Spitze — die Leitrolle übernehmen. Auch das Verhalten der Schwermineralien ist damit im Einklang: in den beiden oberen Schichten häufen sich rapid solche Schwermineralien, die darauf hindeuten, daß sie ihren Ursprung im Löß haben, während die unteren Schichten einerseits von anderen — wahrscheinlich näher liegenden — Denudationsgebieten ihr allotigenes Material empfangen haben, andererseits haben hier der epigenetische Limonit und der Magnetit die Leitrolle. Während dem Faunadiagramm nach zwischen der grauen und der orangefarbenen Schicht ein Abbrechen der Sedimentation anzunehmen ist, wie darauf auch Frau KRETZOI aufmerksam macht, scheint die Untersuchung der Schwermineralien — obwohl das Denudationsgebiet bei den zwei gelben, bzw. den unteren dunk-

[7]) Den einzigen Lemmingknochen der gelblichgrauen Schicht haben wir wahrscheinlich bloß infolge der ähnlichen Farbe der Schichten und der welligen, unebenen Bildung der Schichtenoberflächen aus Versehen hierher gerechnet.



a. Kornverteilung b. Anteil ⟨0,5 mm

c. $CaCO_3$-Gehalt d. Humus e. Klima- u. Kalk-Schutt-Index

Abb. 6. Petrographische Untersuchungen der Schichten der Bivak-Höhle.

len Schichten verschieden zu sein scheint — eine kontinuierliche Sedimentation zu beweisen.

Wir haben das Material der einzelnen Schichten petrographisch untersucht und haben so ein mit den obigen Resultaten erfreulich in Einklang stehendes, klares Bild erzielt. Das Verhältnis der Schichten zueinander gibt uns folgendermaßen die Möglichkeit zur Erkenntnis der klimatischen Veränderungen[8]):

[8]) Auf die methodologischen Fragen der Untersuchungen gehen wir hier nicht ein, da wir diese schon öfters beschrieben haben (VÉRTES 1955 f), wo auch nähere Angaben bezüglich der Indexe zu finden sind. Aus der Höhle kamen nur sehr wenig Holzkohlenreste zum Vorschein. Nach J. STIEBER's Untersuchungen sind diese in der Braunen Schicht als je ein Holzkohlenrest von *Quercus, Tilia, Rosa, Acer* und je zwei Reste von *Prunus* und *Taxus;* in der gelben Schicht als 5 Reste von *Taxus* und einer von *Pseudotsuga* zu bestimmen. Diese geben über die klimatischen Verhältnisse und Veränderungen keinen Aufschluß.

Nach der Untersuchung des Kalksteindetritus (Abb. 6) beträgt die Fraktion > 5 mm in der untersten, hellbraunen Schicht 74%. In der grauen Schicht wird dieser Anteil noch übertroffen (85%). In der gelblichbraunen Schicht ist diese Größenkategorie des Kalksteindetrius mit 70%, in der orangefarbenen bereits bloß mit 34%, in der gelben Schicht mit 20% vertreten. Natürlich steht die Feinkornfraktion $< 0{,}5$ mm mit dem Grobschutt im umgekehrten Verhältnis (Abb. 6a).

Bei unseren Untersuchungen an den Ausfüllungen der ungarischen Höhlen haben wir einen Kalkschuttindex aufgestellt, welcher sich aus der Gleichung $\frac{> 5\text{ mm}\%}{< 0{,}5\text{ mm}\%}$ ergibt. Die resultierende Zahl ist bei Sedimenten, die sich in kryonalen Klimaabschnitten[9]) abgelagert haben, unter 1,0; bei Sedimenten interkryonaler Zeitabschnitte übersteigt sie 1,0. Dem Kalkschuttindex nach war das Klima zur Zeit der Ablagerung der grauen Schicht am feuchtesten[10]). Der kryonale Abschnitt fiel auf die Zeit der Ablagerung der beiden oberen gelben Schichten (Abb. 6e).

Den Feinkornuntersuchungen nach vermindert sich die 53% resp. 48% betragende Menge der Korngrößenfraktion des Lösses (0,1—0,02 mm) der beiden oberen gelben Schichten in der gelblichgrauen Schicht auf 45%, in der grauen auf 38%, und in der hellbraunen auf 35%. In Anbetracht dessen, daß innerhalb dieser Größenkategorie das Material nicht nur tatsächlich Löß enthält, sondern auch Frostbruchstücke, die während des kryophilen Zeitabschnittes zur selben Korngröße zersplittert sind, haben wir auch unseren sog. Klimaindex — $\frac{\text{korrodierter Kalkschutt }\%}{\text{Material von Lößfraktion }\%}$ — angewandt, welcher unseren bisherigen Erfahrungen nach im Kryonalen Werte unter 1,0, im Interkryonalen Werte über 1,0 ergibt. Der Klimaindex der einzelnen Schichten (Abb. 6e) sowie die Kurven des $CaCO_3$-Inhaltes (Abb. 6c) und des Humusgehaltes (Abb. 6d) unterstützen ebenfalls die oben beschriebenen klimatischen Prozesse.

Die Untersuchungen werden durch die chemische Analyse ergänzt, welche folgendermaßen zusammengefaßt werden kann:

Schicht:	$CaCO_3$	SiO_2	$\frac{CaCO_3}{SiO_2}$	Al_2O_3
1. Gelb	30,0%	47,0%	0,64	9,0%
2. Orange	34,0%	47,0%	0,72	9,0%
3. Gelblichgrau	56,0%	30,0%	1,86	7,0%
4. Grau	57,0%	31,0%	1,86	8,0%
5. Braun	58,0%	23,0%	2,52	12,0%

Unseren bisherigen Erfahrungen gemäß stehen wir im Falle, wenn das Verhältnis $CaCO_3/SiO_2$ weniger als 1,0 ergibt, einem Glazial, wenn es über 1,0 ist, einem Interglazial oder Interstadial gegenüber. Dem entspricht auch die von unten nach oben hin sich verringende Menge von Al_2O_3, dem chemischen Verwitterungsprodukt. Die chemische Analyse bekräftigt also die obigen Angaben.

Nach alldem bedeutet die untere hellbraune Schicht den einleitenden Abschnitt des Würm I/II-Interstadials; wahrscheinlich jenen Klimaabschnitt, den Bacsák mit dem antiglazialen Klimarhythmus des Ende von Würm I ausdrückt (Kriván 1953, 1955),

9) Hier sind die theoretischen Vorstellungen von G. Bacsák (z. B. Acta geol. hung. 3, Budapest 1955) zugrundegelegt, die in Deutschland i. a. wenig Anklang gefunden haben. (Anmerk. d. Herausg.)

10) Dieser Feststellung widerspricht die Untersuchung der Schwerminerale dort, wo in der hellbraunen Schicht ein bedeutender Vorsprung des Limonits im Gegensatz zum Magnetit angedeutet ist. Der Widerspruch ist jedoch eliminierbar, wenn wir annehmen, daß er nachträglich ausgelaugt wurde.

und welcher, der „aktiv subtropischen" Periode des Würm I folgend, die Verhältnisse eines Kryonalen nicht mehr wiederherstellen konnte.

In absoluten Jahreszahlen ausgedrückt, war diese Periode vor etwa 80 000 — 85 000 Jahren. Die darüber gelagerte graue Schicht müßte während der monsunalen Periode des kurzfristigen subarktischen Klimaabschnittes und der ozeanischen Periode des darauffolgenden glazialen Klimaabschnittes entstanden sein; vertritt also das eigentliche eisfreie Interstadial (in absoluten Jahreszahlen ausgedrückt, vor etwa 77 000 — 80 000 Jahren). Die gelblichgraue Schicht ist ein Sediment des kryophilen Abschnittes des Glazials (vor 75 000 — 77 000 Jahren); und wie bereits erwähnt, beweist ein Teil der Beobachtungen — zu welchen sich noch die Ergebnisse unserer Kalksteindetritus-Untersuchungen gesellen — eine, wenn auch nicht große, so doch vorhandene Lücke der Sedimentation.

Die orangefarbene und die gelbe Schicht sind während der Vereisung des Würm II + III entstanden, und ihre Bildung reicht wahrscheinlich auch in das Postglazial hinein *(Apodemus, Clethrionomys!)*.

Die Lorbeerblattspitze und die Klinge wurden von JÁNOSSY an der Grenze der gelblichgrauen und der grauen Schicht gefunden. Das eine Knochenwerkzeug kam noch höher, zwischen der orangefarbenen und der gelblichgrauen Schicht, zum Vorschein (doch muß bemerkt werden, daß in diesem Teile der Höhle die erwähnten zwei Schichten nicht mit vollständiger Sicherheit zu unterscheiden waren). Die übrigen Szeletien-Werkzeuge wurden in der grauen Schicht gefunden. Das Knocheninstrument dieser Gruppe kam in einer solchen Stelle der Höhle zum Vorschein, die durch früheres Graben zwar gestört war; doch haben dort die gelbe, orangefarbene und gelblichgraue Schicht schon ursprünglich gefehlt. Die beiden Klingenbruchstücke und die Muschelschale lagen in der gelben Schicht.

In absoluten Jahreszahlen ausgedrückt, hat das mit Aurignacien I vermischte — oder die Knochenspitze mit gespaltener Basis vom Aurignacien I übernehmende — transdanubische Frühszeletien vom Optimum des Würm I/II-Interstadials bis zum Ende des Kryophils von Würm II, also vor etwa 75 000 — 80 000 Jahren, in der Bivak-Höhle gelebt, annähernd zur gleichen Zeit, als in der Farbgrube von Lovas Bergbau betrieben wurde (MÉSZÁROS-VÉRTES 1955), und zu gleicher Zeit damit, daß im Bükk-Gebirge wahrscheinlich schon das Hochszeletien und das Aurignacien II existierte[11]). Die Werkzeuge der oberen Schicht stammen vom Ende des Würm II + III Stadials, vielleicht bereits vom Anfang des postglazialen Klimaabschnittes.

Zusammenfassung

Den Untersuchungen der Funde aus der Bivak-Höhle nach scheint uns die Folgerung möglich zu sein, daß während des eisfreien Abschnittes des Würm I/II-Interstadials im Gebiete des heutigen Transdanubiens jene Entwicklungsstufe der Szeleta-Kultur vorhanden war, bei welcher die Ausarbeitung der Blattspitzen noch primitiv war, und die in der Gliederung der bisherigen ungarischen Szeletienfunde — an Hand der Typologie der Lorbeerblattspitzen und des Charakters der Begleitindustrie — Frühszeletien genannt wird. Diese Gruppe kam in Transdanubien mit dem Aurignacien I in Berührung und übernahm von dort die Knochenspitze mit gespaltener Basis.

Das typische Knocheninstrument des Aurignacien II — die Mladečer (Lautscher) Spitze — fehlt unter den Funden der Bivak-Höhle. Das Fehlen dieses Werkzeugtyps aus dem übrigens nicht mächtigen Fund berechtigt uns jedoch nicht zu weitgehenden

[11]) Siehe: VÉRTES 1955 b. Hingegen setzt VALOCH (1955) das Alter des mährischen Szeletien mit Vorbehalt und nur an Hand mittelbarer Beweise auf das Würm II. Wir halten dies selbst bei der Annahme einer Wanderung von Osten nach Westen für einen zu späten Zeitpunkt, der allen unseren Beobachtungen widerspricht.

Folgerungen, hauptsächlich dann nicht, wenn wir in Betracht ziehen, daß die Wanderung des Aurignacien I von Osten nach Westen sehr langsam sein mochte: zwischen dem Erscheinen der Spitzen mit gespaltener Basis in Istállóskő und in der Bivak-Höhle sind wenigstens 8 000 — 10 000 Jahre verstrichen.

Vom Aurignacien II nehmen wir an (VÉRTES 1955d), daß das Zentrum des Entstehens dieser Kultur im Gebiete der Ostalpen lag, und daß sie von hier aus teils nach dem Süden, teils nordwestwärts und nordostwärts ausstrahlte. Während ihres Weges nach dem Nordosten (VÉRTES 1954a)[12]) mußte sie Transdanubien früher berühren als das Bükk-Gebirge. So wäre es begreiflich, wenn sie in der Jankovich-Höhle und auch in der Bivak-Höhle mit den Spitzen mit gespaltener Basis zugleich oder noch früher erscheinen würde. Diese Annahme wäre am ehesten durch eine gründliche, die feinsten Schichten auch beobachtende Ausgrabung der Jankovich-Höhle bewiesen. Wir hoffen, daß die neueren, modernen Ausgrabungen der Dzeravá skala, wo es nach PROŠEK eine einzige Szeletien-Schicht gibt, und von wo noch wertvolle Funde zu erwarten sind, eine Lösung dieser Frage bringen mögen.

Es stellt sich nun auch jene Frage, welche Knochengeräte die mit feinerer Technik ausgearbeiteten, aus höheren Niveaus stammenden Lorbeerblattspitzen der Jankovich-Höhle begleitet haben mögen, wenn hier die Knochenspitze mit gespaltener Basis gewiß und die Mladečer Spitze wahrscheinlich im Frühniveau des Szeletien erscheinen; ferner, wenn unsere noch nicht genügend unterstützte Annahme, daß es nämlich in den unteren Schichten der Jankovich-Höhle keine Knochengeräte gibt, sondern nur rohe Blattspitzen mit mousteroider Begleitindustrie, sich als stichhaltig erweist: wie alt mag dann diese unterste Schicht des transdanubischen Szeletien sein?

Eigentlich sind an Hand der Funde der Bivak-Höhle eher neue Probleme erschienen, als daß wir die älteren gelöst hätten. Dennoch tragen diese Funde dadurch, daß ihr absolutes Alter zu bestimmen ist, daß sie einen genügend feststehenden Beweis liefern für das gleichzeitige Erscheinen der Knochenspitze mit gespaltener Basis und einer gewissen Entwicklungsstufe der Lorbeerblattspitze, und endlich eben infolge der sich so stellenden neuen Probleme zur Entfaltung des ungarischen Szeletien-Problems bei.

Noch kurz einiges über die Werkzeuge der oberen Schicht. Sie sind wohl nicht charakteristisch, doch können sie typologisch von den Szeletien-Werkzeugen unterschieden werden; sie sind sogar — mit großer Wahrscheinlichkeit — der archäologischen Kultur nach zu bestimmen.

Dabei können wir uns auf folgendes stützen: auf das Alter des Fundes, das jünger als das Kryophil des Würm II ist; auf das Vorhandensein des Stichels, welcher aus dem ungarischen Aurignacien-Szeletien fast vollständig fehlt; endlich auf das Erscheinen der fossilen Muschel.

All diese Erscheinungen charakterisieren in erster Linie die Lößfundstellen in Transdanubien, jene Fundgruppe, die früher als Magdalénien bestimmt wurde, welche jedoch an Hand der neueren Forschungen mit dem Ost-Gravettien identifiziert wird, was für ganz Mitteleuropa gilt (GÁBORI 1954, VÉRTES 1954b). Die wichtigsten solchen Fundorte: Ságvár, Pilismarót, Szob, usw. befinden sich ausnahmslos unter freiem Himmel.

Es ist bemerkenswert, daß mit dieser Gruppe wahrscheinlich zugleich in den transdanubischen Höhlen Spuren einer an das Swidérien erinnernden Kultur zu finden sind. Die Funde bestehen fast ausnahmslos aus Mikrogravetten und Mikroklingen. Wir finden sie in der der Bivak-Höhle nahe gelegenen Pilisszátóer Felsnische und in den oberen gelben Schichten der Kiskevélyer und der Jankovich-Höhle.

12) Diesen Weg kennzeichnen folgende Stationen in Ungarn und nördlich davon: Jankovich-Höhle, Peskő-Höhle, Istállóskőer Höhle, Haligóczer Höhle, Jerzmanowska, Mammut-Höhle (siehe: VÉRTES 1954 a).

Insofern wir berechtigt sind, unsere Werkzeuge der Ságvár-Pilismarót-Gruppe zuzurechnen, vertreten sie — unseres Wissens — die ersten Höhlenfunde dieser Kultur in Ungarn. Infolge des Charakters der Höhle und der wenigen Funde nehmen wir an, daß die Bivak-Höhle bloß ein vorübergehender Rastplatz war.

Angeführte Literatur

Bohmers, A.: Die Höhlen von Mauern. - Palaeohistoria **1**, 1951.

Breuil, H.: Note de voyage paléolithique en Europe Centrale I. - L'Anthropologie **33**, 1923.

Freund, G.: Die Blattspitzen des Paläolithikums in Europa, Bonn 1952.

Gábori, M.: Paleolitikus leleteink kultúra- és kormeghatározásáról. - Arch. Ért. **81**, 1954.

Hillebrand, J.: Ergebnisse meiner Höhlenforschungen im Jahre 1913. - Barlangkutatás **2**, 1914. - - Über eine neue Aurignacien-Lanzenspitze „à base fendue" ... - Eiszeit **5**, 1928. - - Die Ältere Steinzeit Ungarns. - Arch. Hung. **17**, 1935.

Kriván, P.: Die erdgeschichtlichen Rhytmen des Pleistozänzeitalters. - Acta Geol. **2**, 1953. - - Die klimatische Gliederung des mitteleuropäischen Pleistozäns. - Acta Geol. **3**, 1955.

Laczkó, D., Gaál, L., Hollendonner, F., Hillebrand, J.: Die Lößmagdalénien-Fundstelle von Ságvár. - Arch. Ért. **44**, 1930.

Mészáros, Gy. & Vértes, L.: A Paint Mine from the Early Upper Palaeolithic Age near Lovas. - Acta Arch. **5**, 1955.

Mottl, M.: Beiträge zur Säugetierfauna der ungarischen Alt- und Jungpleistozänen Flußterrassen. - Mitt. aus d. Jahrb. d. Ung. Geol. Anst. **36**, 1942.

Prošek, F.: Szeletien na Slovensku. - Slovenská Arch. **1**, 1953.

Saád, A., Nemeskéri, J.: A Szeleta barlang 1947. évi kutatásainak eredményei. - Folia Arch. **7**, 1955.

Valoch, K.: Beitrag zur Frage der Blattspitzen im Paläolithikum Mährens. - Germania **33**, 1955.

Vértes, L.: Az őskőkor társadalmának néhány kérdéséről. - Arch. Ért. 80, 1953. - - První paleolitické nástroje z oblasti Karpat. - Anthropozoikum **4**, 1954(a). - Néhány uj őskőkori lelőhelyünkről. - Folia Arch. **6**, 1954(b). - Neuere Ausgrabungen und paläolithische Funde in der Höhle von Istállóskő. - Acta Arch. **5**, 1955(a). - - Untersuchung der Ausfüllung der Höhle von Istállóskő. Zeitbestimmung. - Acta Arch. **5**, 1955(b). - - Paläolithische Kulturen des Würm I/II-Interstadials in Ungarn. - Acta Arch. **5**, 1955(c). - - Über einige Fragen des mitteleuropäischen Aurignacien. - Acta Arch. **5**, 1955(d). - - Les conditions de l'interstadial würmien I/II hongrois élucidées par l'examen des remplissages de grottes. - Acta Geol. **3**, 1955.

Zotz, L. F.: Altsteinzeitkunde Mitteleuropas, Stuttgart 1951.

Manuskr. eingeg. 18. 3. 1956.

Anschriften der Verf.: Magyar Nemzeti Múzeum, Budapest VIII, Múzeum kőrút 14-16.

Stratigraphische Übersicht des tschechoslowakischen Quartärs

Von Fr. Prošek und V. Ložek, Prag

Mit 19 Abbildungen im Text und 3 Tabellen

Summary. The purpose of this study is to give the summary of the Stratigraphy of the Czechoslovak Quaternary based on new investigations. Though our summary concerns only Czechoslovakia, it touches upon the whole problem of the Central European Quaternary in regard to the central position of this region.

The largest part of the stratigraphical systems in the Quaternary is founded on the change of cold and warm periods to which certain kinds of sediments and remarkable faunas and floras correspond. The deposits of the northern glaciation reach our region only to a small extent, so that for the division of the Quaternary we must use such sediments, which were formed during the whole period of the Quaternary and which correspond to the oscillations of the climate. First of all there are the river terraces and the loesses which together form the most complete system. The largely developed terraces of the Czech rivers are connected directly with the region of Scandinavian glaciation by the course of Labe and have a similar evolution as the terraces in Thuringia, where Soergel made his „polyglacialistic" system. The region of Moravia and Slovakia is joined to the region of the Alps by the river Danube; but the terraces are not as well developed here. Big loess deposits and numerous travertines are of great importance here. This region can be well connected with the system made in Bohemia.

In the stratigraphical evolution we use Soergel's division and apply to the classical region of Thuringia. The stratigraphical terms we utilized are correct when assuming that Soergel had his Interglacials correctly compared with the region of the Alpine and Scandinavian glaciation. When interpreting the profils, it is necessary to respect, above all, the geological criteria, then the paleontological and only in the third place the archaeological. In establishing the general system we can use only the profils which are nearly complete and verified by numerous criteria agreeing one with another. The most important profiles in Bohemia are in the valley of the river Vltava below Prag, where the terraces of the river are covered by a much larger sheet of loess. The loesses (numbered from above) lie on certain terrace-levels here. Upon the Young Rissian level IIIc 4 loesses are lying. Within the buried soil between the 3d and 4th loess, an important interglacial fauna, with the leading element *Helicigona banatica* (Rssm.), was found. This layer corresponding to the last genuine Interglacial, is overlain by 3 loesses, separated by one big buried soil (Göttweiger Verlehmung) and by one thin loamification (Paudorfer Verlehmung). The Interglacial layer is underlain by 5 more loesses. In the buried soil between the 6th and the 7th loess there is another Interglacial corresponding to M/R. This division is also verified by the river Labe, where *Corbicula fluminalis* (Müll.) from the penultimate Interglacial was found in the terrace at Čilec. The loess region of West Slovakia also is of great importance. The fauna with *Helicigona banatica* (Rossm.) has been found there in a similar layer as in Bohemia, and the Würm complex contains rich archaeological and paleontological finds.

Between the other sediments, the travertines are rather important, especially at the mineral wells in the Carpathian Mountains. Most probably they come from all big Interglacials. The oldest are evidently Young Pliocene, the youngest are still in formation. At Spiš the travertines from the last Interglacial contain a mousteroid industry, together with rich paleontological finds.

The sediments of the Younger Würm and the Holocene are best preserved in the deposits of caverns. The older sediments were mostly destroyed, probably by periglacial activity. This was strongest during the Middle Pleistocene. The clearing away and the cryoturbation took place for the last time at the beginning of the Young Würm so that the sediments of the Old Würm and the last Interglacial are comparatively rare. Several closed Karst caverns gave the rich finds of the Old Pleistocene fauna of Biharian (Cromerian) type, corresponding to G/M and M. Here also we can trace a long row of oscillations verifying the „polyglacialistic" division even in the Old Pleistocene. The next important sediments are the slope deposits (of the Holocene) and the fresh water deposits (fresh water chalk, gyttja), known to have existed in the warm period of Pleistocene and mainly in the Late Glacial and Holocene.

The present state of the stratigraphical division of Czechoslovak Quaternary is summarized in tables made independently for Bohemia, Moravia and Slovakia. In these regions it is necessary, first of all, to establish the local stratigraphical systems, to connect them and insert them

in the general stratigraphical system of the Quaternary. All these given observations testify to the validity of the polyglacialistic conception.

Résumé. Nous basant sur les résultats des recherches récentes, nous donnons dans la présente note un aperçu de la stratigraphie du Quaternaire de la Tchécoslovaquie. Cet aperçu se rapporte uniquement à la Tchécoslovaquie, mais, vu la situation centrale de ce pays, il touche en même temps l'ensemble des questions générales de la stratigraphie du Quaternaire de l'Europe centrale.

Dans le Quaternaire, la plupart des échelles stratigraphiques sont basées sur l'alternance des périodes climatiques chaudes et froides qui correspondent en même temps à certaines catégories de dépôts et à des faunes et flores caractéristiques. Les dépôts glaciaires proprement dits ne se rencontrent en notre pays qu'exceptionellement, et c'est pourquoi en voulant établir l'échelle stratigraphique de notre Quaternaire, nous devons nous servir de tels dépôts qui se formirent durant toute cette époque et dont l'accumulation se trouva en rapport avec les variations climatiques. Ce sont surtout les terrasses et les loess qui, dans leur ensemble, constituent un système de dépôts quaternaires le plus complet. Les terrasses bien développées des rivières de la Bohême se trouvent directement reliées par le cours de l'Elbe avec l'aire de la glaciation nordique. Leur développement est analogue à celui des terrasses de la Thuringe, c'est à dire de la région dans laquelle SOERGEL a édifié son système polyglaciaire. Le territoire quaternaire de la Moravie et de la Slovaquie se rattache par le cours du Danube à l'aire des Alpes, mais le développement des terrasses y est médiocre; les grandes accumulations de loess et les nombreux dépôts de travertins qu'on y rencontre nous intéressent donc tout particulièrement. Il est assez facile d'y trouver les liens avec le système stratigraphique établi en Bohême.

Dans nos études stratigraphiques nous employons la classification de SOERGEL. Nous prenons ainsi pour le point de départ la région classique de la Thuringe. Les termes stratigraphiques dont nous nous servons sont donc justes, si SOERGEL a bien parallélisé les Interglaciaires de la Thuringe avec ceux de la glaciation alpine et de la glaciation nordique. Chaque interprétation des coupes doit respecter en premier lieu les critères géologiques, puis les critères paléontologiques et en troisième lieu seulement ceux de la préhistoire. En édifiant un système stratigraphique, nous ne devons employer que des coupes autant que possible complètes, vérifiées par un assez grand nombre de critères mutuellement coïncidents.

Les coupes quaternaires les plus importantes se trouvent en Bohême dans la vallée de la Vltava, en aval de Prague, où plusieurs couches de loess reposent sur les terrasses fluviatiles. Sur certaines terrasses reposent certaines couches de loess (numérotées du haut vers le bas). Ainsi par exemple, sur la terrasse du Riss récent (IIIc) reposent quatre loess (1 à 4). Une faune interglaciaire remarquable, avec l'espèce guide *Helicigona banatica* (ROSSM.), fut reconnue dans le sol enteré situé entre le troisième et le quatrième loess. Ce niveau qui correspond au dernier Interglaciaire vrai est donc surmonté de trois couches de loess dont la couche inférieure est séparée de la couche moyenne par une épaisse couche d'un sol enterré (lehmification de Göttweig) et la couche moyenne de la couche supérieure par une mince couche lehmifiée (lehmification de Paudorf). Au-dessous du niveau interglaciaire mentionné ci-dessus se trouvent cinq loess (4 à 8). Le sol enterré situé entre le sixième et le septième loess comprend un autre niveau interglaciaire vérifié qui correspond au Mindel-Riß. La même succession stratigraphique fut prouvée dans la vallée de l'Elbe ou l'espèce *Corbicula fluminalis* (MÜLL.), de la fin de l'avant-dernier Interglaciaire, fut reconnue dans la terrasse près de Čílec. Le district loessique de la Slovaquie occidentale est également important. La faune à *Helicigona banatica* (ROSSM.) s'y trouve dans un niveau analogue à celui qui contient cette faune en Bohême et les trouvailles archéologiques et paléontologiques y sont très nombreuses dans la série würmienne.

Parmi les autres dépôts, il faut mentionner tout d'abord les travertins, surtout ceux qui se trouvent près des sources minérales dans les Carpathes. Ils datent probablement de toutes les périodes interglaciaires importantes; les plus anciens proviennent, à ce qu'il semble, du Pliocène récent, les plus récents se forment encore de nos jours. Dans la région de Spiš, les travertins du dernier Interglaciaire renferment une industrie moustéroïde et une riche faune et flore.

Dans le remplissage des grottes, ce sont les dépôts du Würm récent et de l'Holocène qui sont conservés le mieux. La plupart des dépôts plus anciens furent probablement déblayées par l'action périglaciaire dont l'influence fut la plus intense au Pléistocène moyen; la dernière phase de ce déblayement et de la cryoturbation date du début du Würm récent, de sorte que même les dépôts du Würm ancien et ceux du dernier Interglaciaire y sont assez rares. Cependant quelques cavités karstiques closes ont fourni une riche faune qui est caractéristique du Pléistocene ancien et qui est du type biharien (cromérien); elle correspond au Günz/Mindel et au Mindel. Même ici on peut observer toute une série de variations climatiques qui mettent en évidence l'existence du système polyglaciaire même au Pléistocene ancien.

Mentionnons enfin les limons des pentes (subdivision de l'Holocène) et les sédiments limniques (craie lacustre, gyttja) qui proviennent des périodes chaudes du Pléistocène et surtout du Glaciaire final at de l'Holocène ancien.

Trois tableaux synoptiques, pour la Bohême, pour la Moravie et pour la Slovaquie, donnent l'aperçu de l'état actuel de la subdivision stratigraphique du Quaternaire de la Tchécoslovaquie. Il sera nécessaire d'établir tout d'abord pour chacune de ces trois régions des échelles stratigraphiques locales, de trouver en suite leur correspondence mutuelle et enfin de les raccorder au système général de la stratigraphie quaternaire. Toutes les observations dont il est question plus haut approuvent la légitimité du système polyglaciaire. La mise au point d'un tel système exige naturellement un rassemblement de nombreuses observations bien fondées portant sur tout le territoire de l'Europe centrale. C'est le seul moyen comment faire substituer aux spéculations toujours encore trop étendues l'objectivité des faits et d'écarter ainsi la plus grande partie des différences d'opinions qui existent actuellement.

Einleitung

Die vorliegende synthetische Studie hat sich zum Hauptziel gesetzt, einen kurzgefaßten Überblick über die Stratigraphie des tschechoslowakischen Quartärs zu bringen, der sich auf die gegenwärtigen, durch neue Forschungen im Terrain gewonnenen Ergebnisse stützt. Obzwar diese Aufgabe thematisch nur an das Gebiet der Tschechoslowakei gebunden ist, berührt sie mit Rücksicht auf die zentrale Lage des studierten Gebiets auch die stratigraphische Gesamtproblematik des mitteleuropäischen Quartärs.

Es sei zunächst betont, daß die einzelnen Arten der tschechoslowakischen Quartärablagerungen gegenwärtig nur sehr ungleichmäßig bearbeitet sind, so daß eine Beschränkung auf jene Sedimente geboten ist, über die hinreichende, sachlich belegte Angaben zur Verfügung stehen, aus denen dann notwendige stratigraphische Kriterien geschöpft werden können. Das bedeutet nun, daß sich unsere Studie nur auf jene großen Profile stützt, die, mit modernen Methoden gründlich bearbeitet, im Hinblick auf ihre geologische Gesamtlage und den Fundgehalt der Schichten brauchbare Anhaltspunkte für die stratigraphische Auswertung bieten und eine verläßliche Parallelisierung mit verschiedenen ausländischen, besonders mitteleuropäischen Lokalitäten ermöglichen. Unser Beitrag ist mit seinem ganzen Inhalt ausschließlich auf stratigraphische Probleme abgestellt; er will und kann auch keinen Gesamtüberblick über das tschechoslowakische Quartär bieten, denn der Grad seiner Bearbeitung in den einzelnen Teilabschnitten ist noch nicht soweit ausgeglichen, als daß eine einheitliche und komplexe Darstellung dieser Epoche möglich wäre.

Mit Rücksicht auf Zielsetzung und Umfang der vorliegenden Arbeit mußten wir uns bei Anführung von Einzelheiten, wie Angaben über pedogenetische Prozesse, Analysen der Faunen und Floren, Ergebnisse petrographischer Untersuchungen, geomorphologische Verhältnisse usw., soweit wie möglich einschränken. Andererseits sind wir uns der Wichtigkeit dieser Einzelheiten vollauf bewußt und führen daher bei jeder Lokalität oder jedem Fund neben einer Charakteristik ihrer grundsätzlichen Merkmale Literaturhinweise auf veröffentlichte Ergebnisse an.

Zum besseren Verständnis der hier erörterten Gesamtproblematik sei noch in Kürze die Geschichte der Quartärforschung auf dem tschechoslowakischen Gebiet erwähnt (vgl. Skutil 1939, Ložek 1955). Die Entwicklung der Quartärgeologie kann bei uns in groben Umrissen in drei Zeitabschnitte eingeteilt werden. Die Zeit vor dem 1. Weltkriege zeichnet sich durch eine betriebsame Tätigkeit im Terrain aus, die allerdings vor allem paläontologisch (Vertebrata) und teilweise, besonders in Mähren, auch archäologisch orientiert ist. Die Forschungsarbeiten werden zwar gründlich und sachlich durchgeführt, aber das Gesamtniveau der allgemeinen quartärgeologischen Kenntnisse läßt noch keine befriedigende Auswertung manchmal sehr wertvoller Funde zu. Die monoglazialistische Auffassung ist vorherrschend, und erst zu Beginn des 20. Jahrhunderts machen sich die modernen Ansichten über eine größere Zahl der durch Interglaziale abgeteilten Kaltzeiten geltend.

In der Zeit zwischen den beiden Weltkriegen ist die fast völlige Interesselosigkeit der Geologen und Archäologen, die nur manchmal einige Teilprobleme flüchtig berüh-

ren, gleichbedeutend mit einem Stillstand der tschechoslowakischen Quartärgeologie. Systematisch befaßt sich mit dem Quartär nur JAROSLAV PETRBOK, der sein Interesse auf die quartären Weichtiere konzentriert; das PENCK-BRÜCKNERsche quadriglazialistische System wendet er in vereinfachter Auffassung an und weist die Bildung der Flußterrassen den Interglazialen zu. Die Quartärforschung bleibt also in diesem Zeitraum weit hinter den im benachbarten Ausland erzielten Ergebnissen zurück. Erst während des Zweiten Weltkriegs finden die neuen polyglazialistischen Anschauungen auch in unser Gebiet Eingang. Um ihre Durchsetzung und Verbreitung erwerben sich grundsätzliche Verdienste K. ŽEBERA mit seiner umfassenden Arbeit über das böhmische Quartär (1944) und die Studie von Q. ZÁRUBA über die Moldau-Terrassen (1943), in der zum ersten Male das System SOERGELS in vollem Umfang angewendet wird. Gleichzeitig beginnt auch die Kartierung quartärer Deckenformationen und die Erforschung der Fundamentböden. Nach dem Zweiten Weltkriege kommt es in allen Zweigen der Quartärforschung zu einer schnellen, von praktischen und theoretischen Gesichtspunkten ausgehenden Entfaltung. Die tschechoslowakische Quartärgeologie gewinnt in der Quartär-Abteilung des Geologischen Zentralinstituts und im Archäologischen Institut der Tschechoslowakischen Akademie der Wissenschaften eine geeignete Arbeitsbasis; beide Institute geben auch gemeinsam das Jahrbuch A n t h r o p o z o i k u m heraus, das ausschließlich den Problemen des Quartärs gewidmet ist.

Die Frage des stratigraphischen Systems

Wie in ganz Mitteleuropa, bildet auch bei uns der Wechsel von Kalt- und Warmzeiten, der Glaziale und Interglaziale, denen der Vereisungsverlauf in Nordeuropa und in den Hochgebirgen Europas, besonders in den Alpen, entspricht, den wichtigsten Maßstab bei der zeitlichen Gliederung des Quartärs. Die heute angewandten stratigraphischen Systeme fußen daher auf dem Studium alpiner und nordischer Vereisungen.

Auf unserem Staatsgebiet machen sich die eigentlichen glazialen Ablagerungen nur in geringem Umfang geltend. Die nordische Vereisung erreichte in größerem Umfang nur das Gebiet von Ostrau und das Grenzgebiet des tschechoslowakischen Schlesiens, weniger den nördlichsten Teil Böhmens. Ihre Ablagerungen wurden in der neueren Zeit noch nicht gründlich bearbeitet; doch wird gegenwärtig das Quartär des Ostrauer Gebiets systematisch durchforscht, wo sehr wertvolle Ergebnisse erwartet werden können (vgl. Anthropozoikum 3, 4, 5); da jedoch diese Arbeiten noch nicht abgeschlossen sind, wäre es zwecklos, die hier bestehenden Probleme zu erörtern und ihrer Lösung vorzugreifen. Die alpine Vereisung griff auf unser Gebiet überhaupt nicht über; die kleineren Vereisungen tschechoslowakischer Gebirge (Böhmerwald, Sudeten, Hochkarpathen) eignen sich nicht zum Aufbau eines quartärstratigraphischen Systems. Es ist zwar anzunehmen, daß diese Gebirgsvereisungen in ihrer Entwicklung der alpinen Vereisung entsprechen, doch kann mit Rücksicht auf den Mangel an glaubwürdigen Kriterien bisher von einer verlässlichen Parallelität nicht gesprochen werden. Das gleiche gilt auch für die am vollkommensten entwickeltten Vereisungen in der Hohen Tatra.

Als Grundlage der Quartärstratigraphie unseres Gebiets müssen daher solche Sedimente dienen, die sich in allen Stadien dieser Epoche gebildet haben und gleichzeitig eine Beziehung zu klimatischen Schwankungen aufweisen, also die Flußterrassen und Lösse, denen in diesem Zusammenhang auch in anderen mitteleuropäischen Ländern große Bedeutung beigelegt wird. Bei den Lößformationen ist ihre enge genetische Beziehung zu den Kaltzeiten heute als erwiesen anzunehmen (vgl. BÜDEL 1949, POSER 1948), und ebenso können begrabene Bodenhorizonte, welche die einzelnen Lößdecken voneinander abteilen, als Produkte feuchterer Warmzeiten angesehen werden. Auch die Terrassenbildung wird gewöhnlich mit den Kaltzeiten in einen engen Zusammenhang gebracht, der, nach unseren Funden zu schließen, sehr wahrscheinlich sein dürfte. Aber

auch wenn die Terrassenbildung nicht unmittelbar von dem Wechsel klimatischer Schwankungen abhängig war, so bilden die Terrassenstufen dennoch einen ungewöhnlich wichtigen Maßstab, da ihre Aufeinanderfolge es ermöglicht, den zeitlichen Verlauf einzelner Talbildungen zu verfolgen und auf der Grundlage ihrer Beziehung zu den Terrassen die mannigfachen Ablagerungen, besonders die Lößformationen, in den verschiedenen Talabschnitten, zu vergleichen. Abgesehen davon, weisen die Terrassensysteme unserer Flüsse auch eine unmittelbare Beziehung zu den Sedimenten der eigentlichen Vereisung auf (GRAHMANN 1933), wodurch ihre stratigraphische Bedeutung sehr erhöht wird. Das ganz Böhmen umfassende Terrassengebiet der Elbe und ihrer Zuflüsse und das Odersystem in Schlesien hängen unmittelbar mit dem nordischen Vereisungsgebiet zusammen. Die Terrassensysteme der anderen Flüsse im größten Teil Mährens und in der Slowakei stehen durch Vermittlung der Donau mit dem Alpengebiet in Verbindung; allerdings sind diese Beziehungen bisher nicht hinreichend erforscht; doch dürfte mit der Zeit auch hier eine Parallelisierung möglich werden (vgl. MOHR 1943, FINK & MAJDAN 1954).

Von großer Bedeutung sind die Lößprofile, wenn sie reich gegliedert sind, auf den Terrassenstufen der Flüsse liegen und charakteristische paläontologische und archäologische Funde beherbergen. Lößdecken und begrabene Bodenhorizonte, ihr Verhältnis zu den Flußterrassen und ihr paläontologischer und archäologischer Gehalt bilden die für eine stratigraphische Auswertung notwendigen Kriterien. Nur dort, wo sie gegenseitig in Einklang gebracht werden können, kann von einer verläßlichen relativen Chronologie gesprochen werden.

Außer den Terrassen und Lössen müssen noch andere wichtige Sedimente, besonders Travertine, Höhlen- und Seeablagerungen in Betracht gezogen werden; ihre Stratigraphie ist aber bei weitem weniger ausgearbeitet und knüpft gewöhnlich in groben Zügen an das bedeutend reichhaltiger gegliederte System der Terrassen und Lösse an, so daß Lokalitäten in diesen Ablagerungen meistens nur für Teilprobleme von Bedeutung sind (gegenseitige Überlagerung einiger geschlossener Funde, reiche Floren- und Faunenfunde u. dgl.).

Da für unsere Länder kein örtliches stratigraphisches System besteht, knüpfen wir an die in den Nachbarstaaten verwendeten Systeme an. Böhmen, also das Stromgebiet der Elbe, zeichnet sich durch ein reich gegliedertes und heute verhältnismäßig gut bekanntes System von Terrassen aus (vgl. ENGELMANN 1911, 1922, 1938; GRAHMANN 1933; ZÁRUBA 1943; ZAHÁLKA 1946), in deren Hangendem mächtige gegliederte Lößprofile mit wertvollem paläontologischem Inhalt liegen. Durch Vermittlung der Elbe steht das innerböhmische Quartärgebiet mit dem Bereich der nordischen Vereisung im benachbarten Deutschland und zugleich mit dem thüringischen Gebiet in Verbindung, für das SOERGEL (1924—1939) sein allgemein bekanntes polyglazialistisches System ausgearbeitet hatte. Die klassischen Fundorte und Profile in Thüringen, das Böhmen geographisch sehr nahe ist, können gut mit böhmischen Profilen parallelisiert werden, die in vielen Zügen eine sehr ähnliche Entwicklung aufzuweisen haben. In den anderen Gebieten unseres Staates, besonders im Stromgebiet der Donau, ist mit Rücksicht auf die nur geringe Menge vorhandener Kriterien eine ähnliche verläßliche Paralleliesierung bisher nicht möglich. Aus diesen Gründen neigten wir uns einer konsequenten Anwendung des SOERGEL'schen Systems zu, das uns gegenwärtig am geeignetsten und zweckmäßigsten zu sein scheint, auch wenn in mancher Hinsicht Vorbehalte ausgesprochen werden können. Die Lößgebiete Mährens und der Slowakei konnten dann auf Grundlage ihrer Schichtenentwicklung und des paläontologischen und archäologischen Inhalts verhältnismäßig gut mit den klassischen böhmischen Profilen verglichen werden, so daß auch in diesen östlichen Gebieten der Republik das in Böhmen benützte stratigraphische System mit Erfolg angewendet werden konnte (PROŠEK & LOŽEK 1954 b).

Zur Bezeichnung der einzelnen Abschnitte in der Quartärepoche benützen wir, ähnlich wie andere mitteleuropäische Autoren, die Terminologie von PENCK & BRÜCKNER, und zwar im Sinne der polyglazialistischen Auffassung des später von ZEUNER zu weiter Anwendung gebrachten SOERGEL'schen Systems. An dieser Stelle muß darauf aufmerksam gemacht werden, daß neben dem heiklen Problem der eigentlichen geologischen Parallelität auch rein terminologische Fragen bestehen, die bei dem Ausbau der Stratigraphie eine große Rolle spielen. Es handelt sich hier also darum, ob unsere Begriffe wirklich den von PENCK & BRÜCKNER ursprünglich für das Alpengebiet festgelegten Begriffen entsprechen. Nur unter der Voraussetzung, daß SOERGEL's letztes Interglazial, als dessen klassische Lokalität Ehringsdorf anzusehen ist, also die Periode mit der letzten „*Antiquus*-Fauna" in Mitteleuropa, wirklich mit dem Riß/Würm-Interglazial identisch ist, können wir behaupten, daß die von uns angewendeten Termini tatsächlich den ursprünglichen Begriffen von PENCK & BRÜCKNER — natürlich in ihrer polyglazialistischen Auffassung — entsprechen. Es sei hier noch betont, daß die Verknüpfung unserer stratigraphischen Einheiten mit den klassischen Lokalitäten Thüringens und anderen zumindest auf böhmischem Gebiet verhältnismäßig verläßlich nachgewiesen werden kann. Über Einzelheiten siehe im weiteren Text.

Mit dem Ausbau des polyglazialistischen Systems hängt eng zusammen das Problem der solaren Strahlungskurven, die von MILANKOVITCH (1920, 1930, 1938) festgelegt und von WUNDT (1951, „Eisbilanzkurve"), neuerdings von WOERKOM (1953) und KRIVÁN (1955)[1]) revidiert wurden. Über die Bedeutung der Strahlungskurve für die Beurteilung quartärer Klimaschwankungen herrschen gegenwärtig sehr verschiedene und entgegengesetzte Meinungen. Während einige Autoren sie sehr hoch einschätzen (SOERGEL, ZEUNER, WUNDT, VÉRTES u. a.), wird sie von anderen (SCHWARZBACH 1950, 1954) abgelehnt. Unseren Erfahrungen nach scheinen beide Standpunkte etwas extrem zu sein. Die durch diese Kurve ausgedrückten Schwankungen der solaren Strahlung sind unzweifelhaft eine der vielen, man kann sagen wahrscheinlichen Ursachen der klimatischen Schwankungen im Quartär. Andererseits stellen sie bei weitem nicht ihre einzige Ursache vor, da eine Reihe weiterer Faktoren den solaren Einfluß wesentlich verändern oder auch in den Hintergrund drängen kann. Die einzige Grundlage für die Schaffung eines Quartärsystems können aber nur genaue geologische Beobachtungen bilden; doch soll nicht bestritten werden, daß sich ihre Ergebnisse dem durch die Strahlungskurve dargestellten Zustand in der jüngeren Hälfte des Quartärs nähern, was uns dazu verleitet, ihn mit dem Verlauf der Strahlungskurve zu interpretieren.

Allerdings dürfen wir bei Festlegung einzelner klimatischer Perioden die Strahlungskurve nicht zum obersten Leitgedanken erheben oder sogar nur auf Grund ihrer Schwankungen solche Perioden voraussetzen. Es ist sehr wahrscheinlich, daß zwischen dem Verlauf der Strahlungskurve und der Entwicklung des quartären Klimas gesetzliche Beziehungen bestehen. Die Parallelisierung von Strahlungskurve und geologischen Daten ist allerdings sehr schwierig, besonders für die ältere Hälfte des Quartärs, wo die Interpretation der Strahlungskurve in die einzelnen, geologisch festgelegten Perioden zumindest eine gewagte Hypothese vorstellt. Eine völlige Ablehnung der Strahlungskurve erachten wir aber für ebensowenig zweckmäßig wie ihre Überschätzung.

Ansonsten erklären wir uns, von unseren Erkenntnissen ausgehend, für die polyglazialistische Anschauung. Unterschiede in den einzelnen Gebieten der Republik scheinen durch die Verschiedenheit des geographischen Milieus und des Vereisungseinflusses, nicht in letzter Reihe auch durch den Gesamtstand der Bearbeitung und Erfahrungen örtlicher Forscher bedingt zu sein.

Schließlich erwähnen wir noch einige allgemeine Grundsätze, deren Einhaltung wir als unerläßlich erachten, wenn eine zumindest relative Verläßlichkeit und allgemeine

[1]) Bzw. BACSÁK.

Verwendbarkeit der erzielten Ergebnisse verbürgt sein soll. Die für die stratigraphische Interpretation verwendeten Kriterien sind immer in folgende Reihenfolge zu bringen: 1. Geologische Beobachtungen als Grundlage der ganzen Interpretation; 2. paläontologische Beobachtungen, welche die geologischen Beobachtungen kontrollieren und die Parallelisierung einiger Horizonte ermöglichen; ohne geologische Daten sind sie jedoch fast wertlos; 3. archäologische Funde, die wir deshalb an dritter Stelle anführen, weil sie, wie es oft geschieht, den paläontologischen Funden nicht gleichgesetzt werden können. Es ist zu bedenken, daß es sich um menschliche Erzeugnisse handelt, die vom Verwendungszweck, von der Qualität des Materials und dem Subjekt des Erzeugers beeinflußt sind, und keineswegs um Fossilien, die den Auswirkungen allgemein gültiger Naturgesetze unterliegen. Eine genaue Bestimmung archäologischer Funde ist übrigens — besonders bei vereinzelten Stücken — bedeutend weniger verläßlich und weitaus mehr vom subjektiven Urteil abhängig als die Bestimmung von Fossilien. Die richtige Würdigung der Bedeutung verwendeter Kriterien bildet eine der Kardinalfragen in der Stratigraphie des Quartärs, mit der sich in letzter Zeit mehrere Autoren auseinandergesetzt haben (Zeuner 1945, Narr 1951, Prošek & Ložek 1954 b).

Stratigraphisch wichtige Sedimente

Terrassen und Lösse

Wie bereits erwähnt wurde, verhelfen die Terrassen und Lößdecken zur Lösung quartärstratigraphischer Probleme besonders dort, wo sie reich gegliedert sind und in gegenseitigen Zusammenhang gebracht werden können. Diese Bedingungen sind im Tal der unteren Moldau nördlich von Prag weitgehend erfüllt, wo vier klassische Profile liegen, die im weiteren kurz beschrieben werden sollen. Die Moldauterrassen bearbeitete eingehend Q. Záruba (1943), der auf Grund genau geführter Bohrsondagen ein Längsprofil durch sämtliche Terrassenstufen von Kamýk bis Veltrusy konstruierte und 11 durchlaufend verfolgbare Stufen mit den Systemen im deutschen Anteil des Elbegebietes parallelisierte — besonders mit dem Soergel'schen System. Auch wenn das Elbe-Moldau-System in seinem ganzen Zusammenhang bisher noch nicht bearbeitet ist, so kann in dieser Parallelisierung kein wesentlicher Fehler vermutet werden (vgl. dazu Engelmann 1911, 1922, 1938; Grahmann 1933). Zur schnelleren Orientierung sind die einzelnen Lößdecken immer von oben nach unten, also von den jüngsten bis zu den ältesten Decken, mit arabischen Zahlen und ebenso die begrabenen Bodenhorizonte mit römischen Ziffern numeriert.

Das größte und am reichsten gegliederte Profil ist das riesige Lößprofil in den Ziegeleien von Sedlec bei Prag (Abb. 1), das auf dem pleistozänen Gleithang des Moldautals ruht und 4—5 deutliche Terrassenstufen im Sinne Zárubas hervortreten läßt (vgl. Prošek & Ložek 1952, 1954 b; Ložek 1956 b). Die Lößdecken liegen hier auf dem sanften, im allgemeinen nach Osten gekehrten linken Talabhang der Moldau und stellen also eine typische Aufeinanderfolge auf der Leeseite abgesetzter Lößwehen vor. Die Lößdecken und auch ihr Verhältnis zu den Terrassen des Liegenden wurden durch Förderungsarbeiten hinreichend freigelegt. Bei einer von oben ausgehenden Verfolgung der Schichten ergibt sich in Sedlec folgendes System der Lößdecken und Terrassen. Im untersten Arbeitsniveau der Ziegelei, an der Oberfläche der Terrasse IIIc (Basis ± 10 m über dem Flußspiegel), die Záruba in die Riß-2-Eiszeit legt, ruht eine Gruppe von 4 Lößschichten, in der die 1. und 2. Schicht von einer bräunlichen schwachen Verlehmungsschicht (I) abgeteilt wird, die durch Solifluktion sehr deutlich über den ganzen Talabhang verschleppt ist. Die 2. und 3. Lößschicht werden durch eine mächtige, schwach degradierte und doppelte Schwarzerde (II) getrennt, die von dicht nebeneinander liegenden, schmalen Keilen gestört und an der Oberfläche stellenweise ebenfalls über den

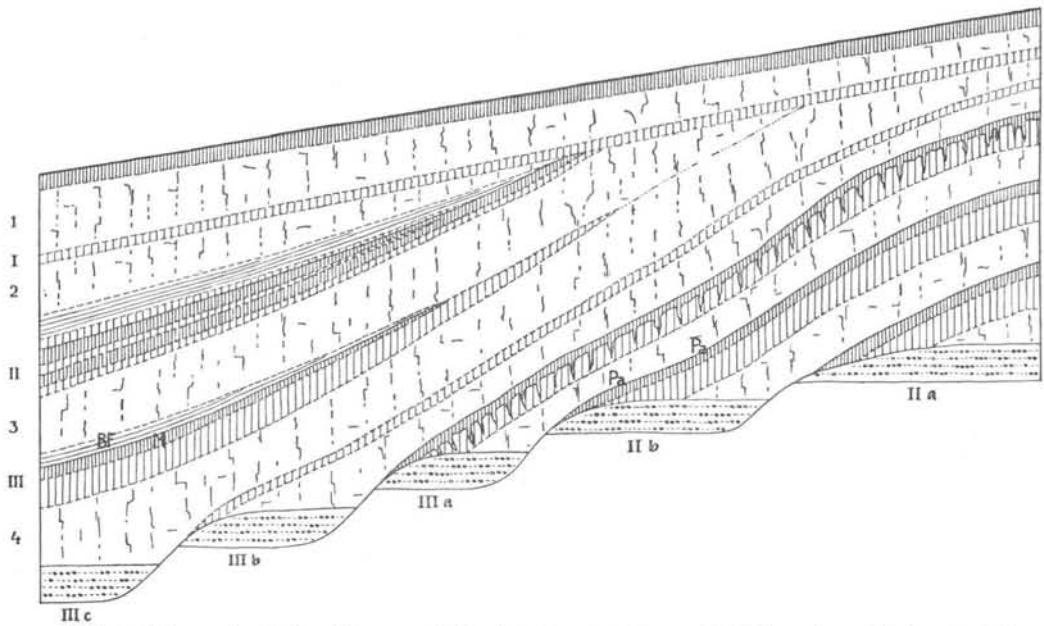


Abb. 1. Schema des Lößprofiles von Sedlec bei Prag. 1-8 Lösse, I-VII begrabene Böden, IIa-IIIc Moldauterrassen (nach ZÁRUBA), BF = hochinterglaziale Molluskenfauna mit *Helicigona banatica* RSSM., M = Moustérien, Pa = Altpaläolithikum.

Talabhang verschleppt ist. Unter dem 3. Löß liegt eine sehr mächtige, stark degradierte Schwarzerde (III) ohne Keile, deren Oberfläche wahrscheinlich gleichfalls durch Abspülung verlagert wurde. In diesen kalkhaltigen Gehängebildungen haben sich verstreute Schneckenschalen einer ausgeprägten interglazialen Molluskenfauna erhalten (Leitarten: *Aegopis verticillus* FÉR., *Discus perspectivus* MÜHL., *Helix pomatia* LINNÉ, *Cepaea sp.*, *Aegopinella* usw.), die für ein feuchtwarmes Waldklima zeugen. Außerdem enthält dieser Bodenhorizont, in dem Quarzsplitter und ein diskusförmiger Quarzkern gefunden wurden, zahlreiche Holzkohlenstücke in ganzen Lagen. Es folgt dann die auf der Terrasse IIIc ruhende 4. Lößschicht. Bei der chronologischen Eingliederung der einzelnen Schichten gehen wir von der Tatsache aus, daß hier ein paläontologisch belegtes Interglazial vorliegt, dem ein mächtiger begrabener Boden entspricht und das im Liegenden dreier Lößdecken situiert ist, die voneinander durch eine mächtige und eine schwache begrabene Bodenlage abgeteilt sind. Das Interglazial selbst liegt dabei im Hangenden der Lößdecke, die auf einer in die Saale-(Riß-)Vereisung fallenden Flußterrasse ruht. Wir lassen allerdings die wenig wahrscheinliche Möglichkeit eines Irrtums in der Parallelisierung dieser Terrasse um eine Stufe nach oben oder unten zu. Das Interglazial im Hangenden dieser der Saale-Vereisung (im weiteren Sinne) entsprechenden Terrasse muß demnach notwendigerweise das letzte echte Interglazial[2]) sein, das nach den bisherigen Vermutungen der Eem-Warmzeit im Norden oder dem Riß/Würm-Interglazial im Alpengebiet entspricht. Dieses Interglazial ist also identisch mit den Interglazialvorkommen in den Travertinlagern von Weimar, worauf sowohl die Weichtier-Fauna als auch die geologische Lage hinweist. In seinem Hangenden liegt dann das gewohnte dreigliedrige Würm-Profil mit einem starken (W 1/2) und einem schwachen (W 2/3) Interstadial (vgl. SCHMIDTGEN & WAGNER 1929; NARR 1951; BRANDTNER 1950, 1954; HALICKI 1950; PROŠEK & LOŽEK 1954 b; LOŽEK 1955 b u. a.).

[2]) Zum Begriff „echtes Interglazial" vgl. die Arbeiten von NARR (1951), WOLDSTEDT (1954).

Bei Verfolgung des Schichtenverlaufs der Lößgruppe in Richtung auf die höhere Terrassenstufe zu ist ersichtlich, daß bereits im Hangenden der Stufe IIIa, die ZÁRUBA dem Präriß-Stadial gleichstellt, 6 Lößdecken hervortreten. Im Liegenden des III. begrabenen Bodens (R/W) sind dies die 4., 5. und 6. Lößschicht, von denen die 4. und 5. durch eine schwache bräunliche Verlehmungszone abgeteilt sind, während sich zwischen der 5. und 6. Schicht ein mächtig entwickelter begrabener Boden (V) befindet — eine von Kryoturbation in Gestalt zahlreicher großer Frostkeile stark betroffene degradierte Schwarzerde, welche an der Kante der IIIa-Terrasse auskeilt. Im obersten Teil der Ziegeleien von Sedlec tritt noch die Terrasse IIa aus, die der Mindel-1-Kaltzeit entspricht. Im Hangenden der IIa-Terrasse liegt das mächtigste Profil, in welchem unter dem gleichfalls durch zahlreiche ausgeprägte Frostkeile charakterisierten begrabenen V. Boden noch drei gut entwickelte Lößdecken liegen, die durch zwei sehr mächtig entwickelte begrabene Bodentypen von der Art stark degradierter, man kann sagen podsolierter Schwarzerden abgeteilt werden. Der obere begrabene Boden (VI) weist keine Frostbodenbildungen auf und verliert sich an der Kante der II b-Terrasse, der untere (VII) enthält wiederum Frostkeile und verliert sich bereits an der Kante der IIa-Terrasse. In basalen Schichten der 6. Lößdecke wurden hier altpaläolithische Abschläge, von zahlreichen Holzkohlen begleitet, gesammelt (Abb. 2).

Ergänzend sei noch erwähnt, daß in den oberen Teilen der Ziegelei die Schichtengruppe der 2. und 3. Lößschicht sowie der begrabenen Böden II und III fehlt. Sie wurde zu Beginn der im Stadial W 3 erfolgten Lößbildung in der ersten Schicht durch eine sehr starke Solifluktion abgetragen, so daß die 1. Lößschicht unmittelbar auf der 4. aufsitzt, was in der Vergangenheit zu einer falschen chronologischen Interpretation dieser Profile geführt hatte (vgl. ZÁRUBA 1944, SCHÖNHALS 1951). Das gegenseitige Verhältnis aller Schichten kann fortlaufend auf den Wänden der Ziegelei beobachtet werden, wodurch die Möglichkeit einer falschen Parallelisierung einzelner Lagen in den verschiedenen Teilen der Ziegelei ausgeschlossen wird. Eine große Bedeutung besitzt hier die in der ganzen Ziegelei durchlaufend entwickelte 4. Lößschicht, die eine Lage mit vielen Schneckenschalen der Gattung *Pupilla* enthält — den sogenannten „*Pupilla*-Horizont", der einen wertvollen stratigraphischen Anhaltspunkt von örtlicher Bedeutung abgibt. Auf keinen Fall kann die reiche Gliederung dieses Profils mit einer sekundären Verlagerung älterer Horizonte erklärt werden, wie dies bei einigen Lokalitäten beobachtet wurde (vgl. VIETE 1954); denn das gegenseitige Verhältnis der einzelnen Lagen, die auch noch durch die verschiedene Intensität bodenbildender Prozesse, durch Kryoturbationserscheinungen und auch durch einige bedeutungsvolle paläolontologische und archäologische Funde charakterisiert sind, kann hier sehr gut verfolgt werden.

Bei der chronologischen Einreihung des ganzen Profils von Sedlec in das polyglazialistische System wie es von SOERGEL und ZEUNER aufgefaßt wird, gelangen wir auf Grund aller uns zugänglichen Kriterien zu folgendem Schluß: Die drei oberen Lößschichten (1, 2 und 3) entsprechen den drei Würm-Stadialen, die darunterliegende mächtige begrabene Schwarzerde (III) mit der interglazialen Molluskenfauna fällt in das Riß/Würm-Interglazial. Die Lößschichten 4, 5 und 6 im Liegenden gehören in die Riß-Eiszeit, da sie im Hangenden der Präriß-Terrasse III a auftreten; die begrabenen Böden zwischen diesen Lößschichten bedeuten dann die Riß-Interstadiale, und zwar entspricht die begrabene Schwarzerde (V) mit zahlreichen Frostkeilen dem großen Interstadial R 1/2, die schwach verlehmte Lage IV der schwachen Schwankung R 2/3. Der begrabene Boden VI entspricht der jüngeren Phase des Mindel/Riß-Interglazials, d. i. dem PR/R 1, die 7. Lößschicht dem Präriß-Stadial SOERGEL's, der begrabene Boden VII der älteren Phase des Mindel/Riß-Interglazials, d. i. dem M 2/Pr, und schließlich die unterste Profilschicht, die 8. Lößschicht, dem Stadial M 2. Die Einreihung des Komplexes zweier mächtiger, durch eine ziemlich massive Lößdecke abgeteilter begrabener Böden nur in das Mindel/Riß-Interglazial könnte vielleicht verwundern; doch gibt es hier keine

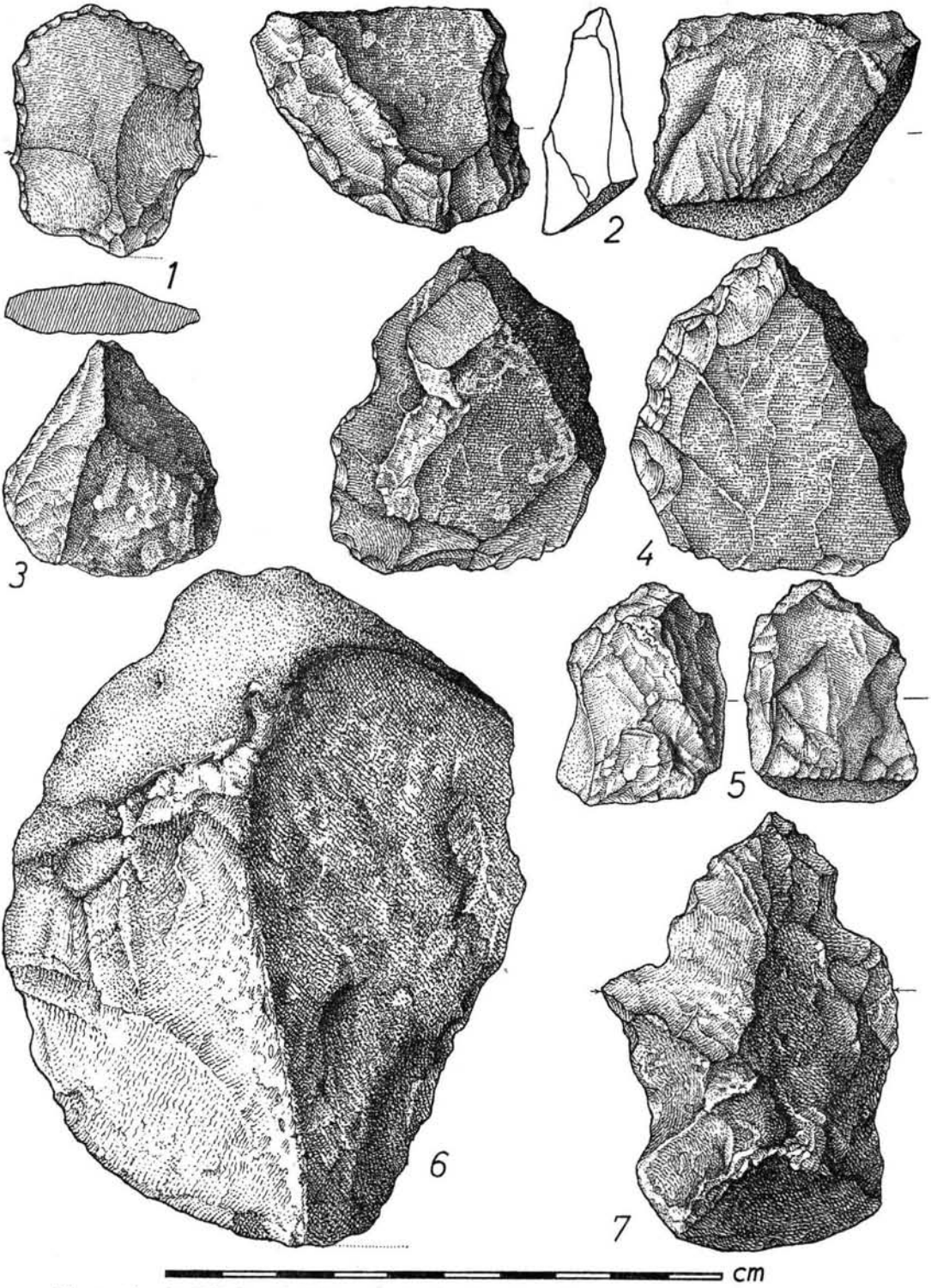


Abb. 2. Altpaläolithische Abschläge aus der basalen Lage des 6. Lösses von Sedlec bei Prag. 1, 2 = retuschierte Abschläge, 3, 7 = spitzige Abschläge, 4 = primitiver Schaber, 5, 6 = Abschläge.

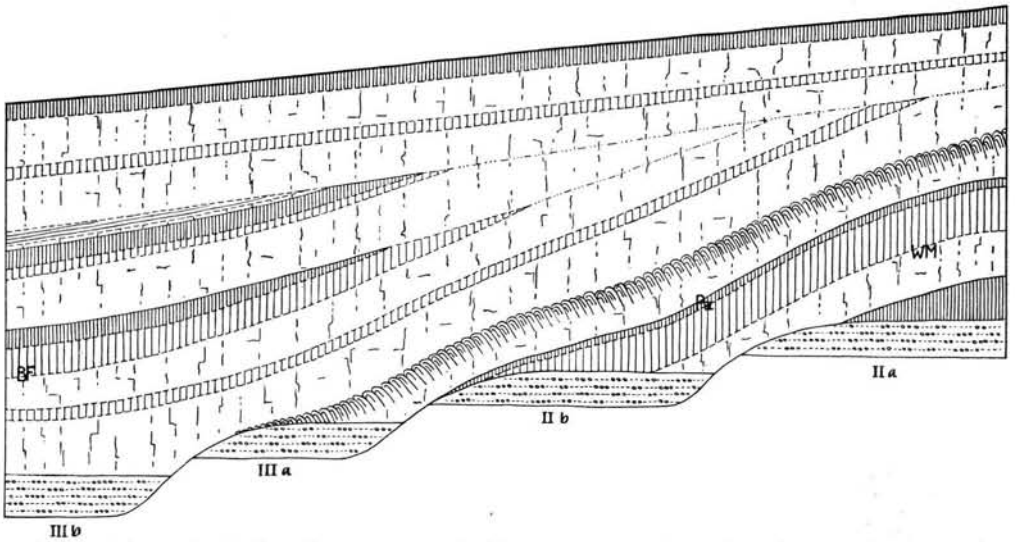


Abb. 3. Schema des Lößprofiles von Letky bei Prag. 1-7 Lösse, I-VII begrabene Böden, IIa-IIIb Moldauterrassen (nach ZÁRUBA), BF = hochinterglaziale Molluskenfauna mit *Soósia diodonta* FÉR. und *Gastrocopta theeli* WEST., WM = warme Molluskenfauna mit *Helix pomatia* L., zahlreiche *Celtis*-Früchte, Pa = Altpaläolithikum.

andere Möglichkeit, wenn das Mindel-Alter der II a-Terrasse im Liegenden anerkannt wird. Die starke Entwicklung der von einer gut entwickelten Lößschicht abgeteilten begrabenen Böden weist auf eine sehr lange Warmzeit hin, die von einer einzigen Kaltzeit unterbrochen ist. Dies entspricht der ursprünglichen Auffassung PENCKS und BRÜCKNERS (1909) vom Großen Interglazial und auch den späteren Voraussetzungen verschiedener polyglazialistischer Systeme, die in Übereinstimmung mit der Strahlungskurve MILANKOWITCH's aufgestellt wurden.

Das Profil von Sedlec bildet im unteren Moldaugebiet keineswegs eine vereinzelte Erscheinung. Ein völlig gleichartiges Profil wurde in der Ziegelei in L e t k y (Abb. 3) freigelegt, wo das Würm-Profil und ebenso die Riß/Würm-Schwarzerde und der Riß-Löß im Liegenden ähnlich wie in Sedlec entwickelt ist. An der Oberfläche dieses Lösses wurde in einer Erosionsrinne, die jünger ist als die Lößablagerung und älter als die ausgereifte Schwarzerde, eine sehr reiche und überaus wärmeliebende Molluskenfauna aufgelesen, die das Interglazial einwandfrei nachweist.[3]) Ein höheres Alter als R/W wird durch die Lage im Hangenden der Riß-Terrasse III b ausgeschlossen. Der Riß-Komplex in Letky unterscheidet sich von jenem in Sedlec dadurch, daß hier an Stelle der Schwarzerde R 1/2 nur eine mächtige Solifluktions-Schichtengruppe erscheint, welche wahrscheinlich den Boden zerstörte (Anzeichen dieser Erscheinung bestehen stellenweise auch in Sedlec). Unter dem Riß-Komplex liegt eine sehr mächtige, podsolierte Schwarzerde mit sandigem Löß im Liegenden (7). In den Oberflächenschichten dieses Lösses wurden Reste einer interglazialen Fauna *(Helix pomatia* L.) und Flora (zahlreiche Steinkerne von *Celtis sp.)* aufgelesen. Diese Schichten liegen im Hangenden der II b-Terrasse und können daher nicht älter als PR und PR/R 1 sein; sie laufen dann zur Kante der II a-Terrasse aus, die im Liegenden der 7. Lößschicht, sichtlich in Übereinstimmung mit dem VII. begrabenen Boden in Sedlec (M 2/PR), vom bodenbildenden Prozeß stark betroffen wurde. Das Profil von Letky besitzt eine ungewöhnliche Bedeutung deshalb,

[3]) Sie enthält hauptsächlich südeuropäische, heute in Mitteleuropa ausgestorbene Elemente: *Soósia diodonta* (FÉR.), *Aegopinella ressmanni* (WEST.), *Gastrocopta theeli* (WEST.), *Truncatellina claustralis* (GREDL.) *Cepaea nemoralis* (L.) usw.

weil hier paläolontologisch verläßlich beglaubigte echte Interglaziale in deutlicher Superposition vorliegen.

Der Vollständigkeit halber sei noch ein drittes ähnliches Profil im unteren Stromgebiet der Moldau erwähnt, das in der Ziegelei „Jenerálka" im Tal des Šárka-Baches bei Prag liegt. Es entspricht völlig dem Komplex der vier oberen Lößschichten (d. i. R 3 bis W 3) mit den entsprechenden begrabenen Böden im Hangenden der Terrasse des Šárka-Baches, die wiederum der Moldau-Stufe IIIc oder der noch niedrigeren Stufe IIId entspricht, welche sichtlich mit der Terrasse im Liegenden der Weimarer Travertine identisch ist. Auch hier wurde an der Grenze zwischen der 4. Lößschicht und dem III. begrabenen Boden eine typische interglaziale Schneckenfauna aufgelesen (*Helicigona banatica* Rssm., *Aegopis verticillus* Fér., *Cepaea nemoralis* L.).

Die Übereinstimmung aller drei Profile und der Lage mit den Funden der letztinterglazialen Fauna ist wirklich auffallend, so daß ihre relative stratigraphische Bewertung als verläßlich angesehen werden muß. Von archäologischen Funden ist das in der Jeneralka in der oberen Lage der 2. Lößschicht festgestellte mittlere Aurignacien anzuführen, ferner einige Artefakte, die rahmenmäßig einen Moustérien-Charakter aufweisen und in Sedlec in der Schwarzerde R/W gefunden wurden, und schließlich eine dem Clacton-Typus nahe Quarzindustrie, die in Sedlec (Abb. 2) in der 6. Lößschicht (R 1) und in Letky an der Oberfläche des Bodens PR/R 1 liegt.

Für die Erkenntnis des gegenseitigen Verhältnisses der Moldau-Elbe-Terrassen und Lößschichten ist weiter das Profil in Vliněves bei Mělník (Žebera & Ložek 1954 a) von großer Wichtigkeit. Auf der Terrassenstufe IVa[4]) liegen zwei deutlich entwickelte, durch einen schwach ausgebildeten begrabenen Boden voneinander abgeteilte Lößschichten. Dieser begrabene Boden geht in einem Abschnitt in Faulschlammlehm über, der eine im Profil freigelegte seichte Auenrinne ausfüllt. Dieses Profil bestätigt die Einreihung der Terrasse IVa in das Stadial W 1; denn die Lößschichten im Hangenden können lediglich den Stadialen W 2 und W 3 entsprechen. Einen ähnlichen Fall beschrieb Záruba (1943, S. 31) in Dejvice (Prag), wo sich auf die Terrasse IVa ebenfalls 2 Lößschichten auflegen, die höher am Abhang im Hangenden der obersten begrabenen Schwarzerde (= II. begrabener Boden) liegen; die Schwarzerde selbst geht in einen Auenlehm auf der Schotteroberfläche IVa über.

Aus diesen Ausführungen ergibt sich, daß das Verhältnis von 8 Lößdecken zu den Terrassenstufen IIa bis IVa des Moldau-Elbe-Systemes festgestellt werden konnte. Ähnliche Profile gibt es in Mittelböhmen in größerer Zahl auch bei einigen Nebenflüssen (z. B. Karlštejn an der Beraun oder Horky an der Iser); ihre Bearbeitung ist aber bisher noch nicht so weit fortgeschritten, daß sie in diese Arbeit aufgenommen werden könnten. Von Wichtigkeit ist auch die Lößschichtenfolge in der Ziegelei von Kriegern (Kryry; Abb. 4) bei Podersam, wo in einem Profil 7 Lösse beobachtet werden können, die durch 5 begrabene Böden getrennt sind.

Für die Stratigraphie der innerböhmischen Terrassen besitzen auch einige Funde von interglazialer Molluskenfauna Bedeutung, die ein deutliches Verhältnis zu bestimmten Terrassenstufen aufweisen. So im mittleren Stromgebiet der Elbe der Fund einer reichen Weichtierfauna mit den Leitarten *Corbicula fluminalis* Müll. und *Valvata naticina* Menke in der Elbeterrasse bei Čílec unweit von Nymburk. Diese Stufe entspricht zweifellos der niedrigsten Terrasse mit *Corbicula* bei deutschen Flüssen, besonders im Flußgebiet der Saale, und fällt in den Beginn der Saale-(Riss-)Vereisung (vgl. Woldstedt 1950). Sie kann mit der Moldau-Terrasse IIIb (R 1) in der Auffassung von Záruba

[4]) Die Terrassenstufe IVa ist, von der Aue gerechnet, die erste vom Hochwasser nicht mehr überschwemmte Stufe; ihre Basis liegt gewöhnlich über dem Auenniveau oder wenig unter ihm. Die Stufe wird gewöhnlich mit dem Stadial Würm 1 parallelisiert. Nach Grahmann (1933) ist sie jünger als die Moräne der Warthevereisung.

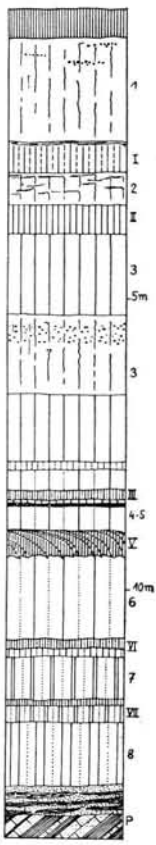


Abb. 4. Ausschnitt des Lößprofiles in der Hauptwand der Ziegelei von Kryry (Westböhmen).
1-8 Lösse und entkalkte Lößlehme, I-VII begrabene Bodenhorizonte (VI und VII stark podsoliert), P = Permformation.

parallelisiert werden, wodurch die angeführte chronologische Einreihung nicht nur der erwähnten Terrassenstufe, sondern im Vergleich mit anderen interglazialen Funden auch des ganzen innerböhmischen Terrassen-Löß-Systems voll unterstützt wird. Ein anderer interglazialer Fund aus dem Elbegebiet stammt aus Lobkovice, wo auf dem Kieselschieferrücken in einer mit Süßwassermergel ausgefüllten Vertiefung eine bezeichnende interglaziale Weichtiergesellschaft mit der Leitart *Helicigona banatica* (Rossm.) aufgelesen wurde (Žebera & Ložek 1954 b). Der Fundort liegt im Taleinschnitt tiefer als die erwähnte Terrasse von Čílec, was seine Zugehörigkeit zum großen Mindel/Riß-Interglazial ausschließt und deutlich darauf hinweist, daß es sich hier um das letzte, das Riß/Würm-Interglazial, handelt. Der Komplex der niedrigsten Terrassen (den Moldau-Stufen IVa, b, c entsprechend) ist aber sichtlich jünger, wodurch die richtige chronologische Einreihung der einzelnen Stufen bewiesen wird. Ein dritter bedeutsamer Fund stammt aus dem Tal der Beraun bei Tetín im Böhmischen Karst. Hier erscheinen unter einer ausgedehnten Hochterrasse des Beraun-Flusses, die wahrscheinlich mit den I- oder L-Terrassen der Moldau identisch ist (Günz oder Donau), auf dem unebenen Kalksteinliegenden Relikte stark kalkhaltiger Gehängesedimente mit einer reichen, aber sehr schlecht erhaltenen Molluskenfauna, in der ausgestorbene Landschneckenarten, besonders zahlreiche *Clausilien* aus dem Genus *Triptychia,* vorherrschen. Auf Grund rein geologischer Beobachtungen (Liegendes der Hochterrasse!) ist das Mindestalter dieser Bildungen der Beginn des Pleistozäns. Die Zusammensetzung der Fauna spricht aber wahrschein-

lich für ein höheres Alter, vielleicht sogar Jungmiozän. Wenn es sich tatsächlich um jungmiozäne oder altpliozäne Ablagerungen handeln würde, müßte man im erwähnten Abschnitt des Beraun-Tales eine ausgeprägte jungtertiäre Tektonik voraussetzen, da die jungmiozänen Schotterstufen in der nahen Nachbarschaft gut entwickelt sind (Koda-Berg) und um 100 m höher liegen als die Fundstelle von Tetín!

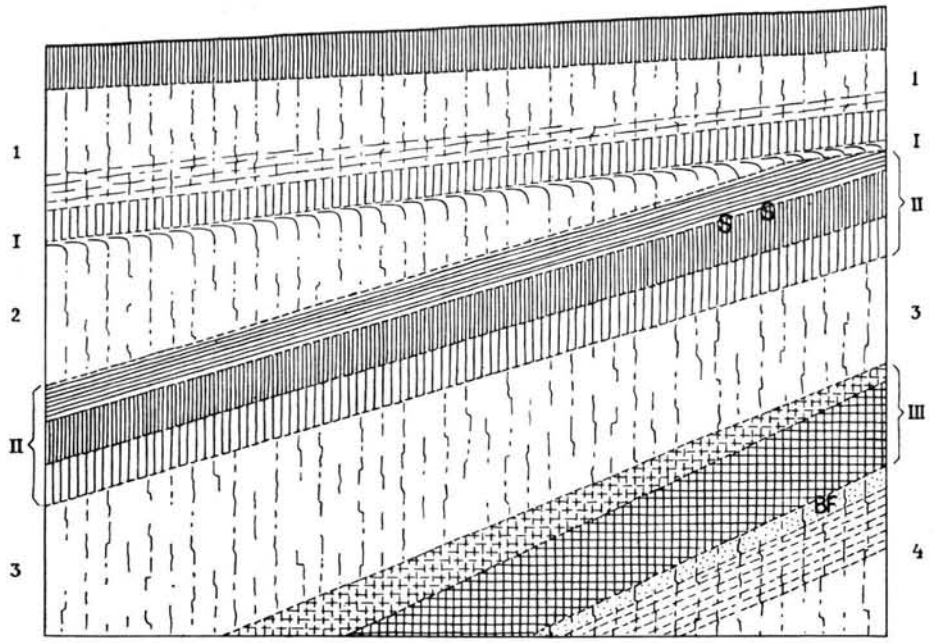


Abb. 5. Ausschnitt des Lößprofiles von Zamarovce bei Trenčín (Westslowakei). 1-4 Lösse (1 u. 2 mit Columella-Fauna, 3 u. 4 mit Striata-Fauna), I-III begrabene Böden, S = Szeletien, BF = hochinterglaziale Molluskenfauna mit *Helicigona banatica* Rssm.

Ein anderes bezeichnendes Gebiet, das wesentlich zur Kenntnis der jungpleistozänen Stratigraphie beiträgt, ist das westslowakische Lößgebiet an der mittleren Waag zwischen Trenčín und Hlohovec. Das von dem Gebirge Považský Inovec, den Kleinen und Weißen Karpathen geschützte Tal bildet einen buchtförmigen Ausläufer der Donau-Tiefebene. Am Fuß der Berge liegen zu beiden Seiten des Flusses mächtige Lößdecken, die durch eine Reihe instruktiver Profile mit reichen paläolontologischen und archäologischen Funden erschlossen wurden. Bisher sind die Profile in Zamarovce bei Trenčín (Prošek & Ložek 1955, vgl. Abb. 5), in Moravany (Ambrož, Ložek & Prošek 1952) und in Banka bei Piešťany (Prošek & Ložek 1954 a) bearbeitet und veröffentlicht. Eine große Bedeutung hat auch das bisher nicht publizierte Profil in Ivanovce bei Trenčín (vgl. Prošek 1953c). Da diese bereits abgebildeten und genau beschriebenen Profile viele gemeinsame Eigenschaften aufweisen, fassen wir hier nur die hauptsächlichsten Ergebnisse zusammen. Der Löß ist hier in drei mächtigen Decken entwickelt, in deren Liegendem sich ein rotbrauner, stellenweise an Terra rossa erinnernder Tonboden mit einer interglazialen Fauna befindet, die wir im weiteren erwähnen werden. Im Hangenden dieses Bodens liegt die untere Lößdecke, welche eine verhältnismäßig wärmeliebende Steppen-Molluskenfauna mit der Leitart *Helicella striata* Müll. und zahlreichen anderen Arten enthält, die noch heute die mitteleuropäischen xerothermen Gebiete bewohnen[5]). Wir bezeichnen diese Assoziation kurz als Striata-Fauna. Über

[5]) *Abida frumentum* (Drap.), *Chondrula tridens* (Müll.), *Pupilla triplicata* (Stud.).

dem unteren Löß liegt ein begrabener Boden, der mit seiner Entwicklung den rezenten Bodentypen der Umgebung, d. h. dem braunen Waldboden oder örtlich der Schwarzerde entspricht. In Moravany und Ivanovce wurde eine Molluskenfauna gefunden, die sich von den rezenten Assoziationen in den Waldsteppenformationen und warmen Laubwäldern am Fuß der Gebirge entlang dem Waagflusse fast gar nicht unterscheidet und bei Unkenntnis ihrer geologischen Position leicht mit holozänen oder rezenten Funden verwechselt werden kann. Sie beweist ein Klima, das dem heutigen sehr nahe war. Dieser Boden enthält gleichzeitig Überreste der jungpaläolithischen Kultur des älteren Szeletien („ungarisches Solutréen", Abb. 6)[6]). Es folgt der mittlere Löß mit einer noch artmäßig verarmten Striata-Fauna in seinem unteren Abschnitt, die allerdings bald von einer typischen, über das Klima aber nichts aussagenden und eher kalten Lößfauna abgelöst wird, in der zuletzt die arktoalpinen Arten *Collumella edentula columella* (Mart.) und *Vertigo parcedentata* (Sndb.) erscheinen. Diese Weichtierarten werden stellenweise auch in den oberen Schichten des Lösses gefunden, der nach den archäologischen Funden die jüngere Phase des Szeletien vertritt.

Der mittlere Löß ist von dem oberen durch eine schwache Verlehmung abgeteilt, die gewöhnlich zu Beginn der oberen Lößbildung von Solifluktionseinflüssen betroffen ist und nicht mit rezenten Bodentypen verglichen werden kann. Der obere Löß enthält schließlich eine typische kalte Molluskenfauna, die nach dem häufigen Vorkommen der Schnecke *Columella edentula columella* (Mart.) als Columella-Fauna anzusprechen ist. Sie erinnert ziemlich stark an die rezenten Malakozönosen aus der alpinen und subalpinen Stufe der Hohen Kalkstein-Karpathen, besonders der Beler Kalkalpen, und weist darauf hin, daß die durchschnittliche Jahrestemperatur zur Zeit der Sedimentation des oberen Lösses im Vergleich zur Gegenwart um ungefähr 10° C niedriger war, sich also um 0° bis —1° C bewegte. Über die Fauna des Verlehmungsbodens zwischen dem mittleren und oberen Löß ist verhältnismäßig nur wenig bekannt, doch ist hervorzuheben, daß in diesem Schichtabschnitt ein wesentlich höherer Prozentsatz von feuchtigkeitsliebenden Arten erscheint, seltener auch einige Arten mit größerem Wärmebedürfnis *(Clausilia pumila* C. Pfr. in Banka). Es handelt sich hier also deutlich um einen wesentlich kälteren Zeitraum als in der Gegenwart oder zur Zeit der Bodenbildung zwischen dem unteren und oberen Löß; im Vergleich mit dem Löß im Hangenden und Liegenden tritt hier allerdings eine auffallende Zunahme an Feuchtigkeit und in geringem Maße auch an Wärme in Erscheinung. Der obere Löß enthält Funde aus dem Kulturkomplex des Jung-Aurignacien, die oft etwas unzutreffend als Gravettien bezeichnet werden (vgl. Prošek & Ložek, 1954 b).

Im Profil von Zamarovce liegt unter dieser Gruppe von drei Lößschichten noch eine weitere Lößschicht, die durch den erwähnten mächtigen, rotbraunen begrabenen Boden abgeteilt wird, an dessen Basis hier eine bezeichnende interglaziale Molluskenfauna mit der Leitart *Helicigona banatica* Rossm. gefunden wurde. In Banka lagen in diesem Boden Artefakte, die rahmenmäßig einen Moustérien-Charakter aufweisen. Über die Fauna in der untersten Lößschicht (4.) von Zamarovce wäre zu sagen, daß sie sich nur wenig von der Striata-Fauna des unteren Lösses (3.) unterscheidet.

Bei einem Vergleich dieser Beobachtungen mit den Angaben aus anderen Teilen Mitteleuropas, besonders mit dem beschriebenen klassischen innerböhmischen oder niederösterreichischen Gebiet (Brandtner, 1950, 1954), ist zu ersehen, daß hier wiederum drei Lößschichten vorliegen, die durch einen sehr schwachen und einen vollkommen entwickelten begrabenen Boden voneinander getrennt sind. Der untere, d. i. der gut entwickelte Boden umfaßt zweifellos das Jungpaläolithikum und entspricht der Göttweiger Bodenbildung in Österreich, während der obere Boden der Paudorfer Verlehmung

[6]) Die Bezeichnung Solutréen ist hier nicht angebracht, da die Ähnlichkeit mit dem echten, westeuropäischen Solutréen nur äußerlich ist; ansonsten besitzen beide Kulturen keine näheren gegenseitigen Beziehungen, was auch aus der stratigraphischen Lage deutlich hervorgeht.

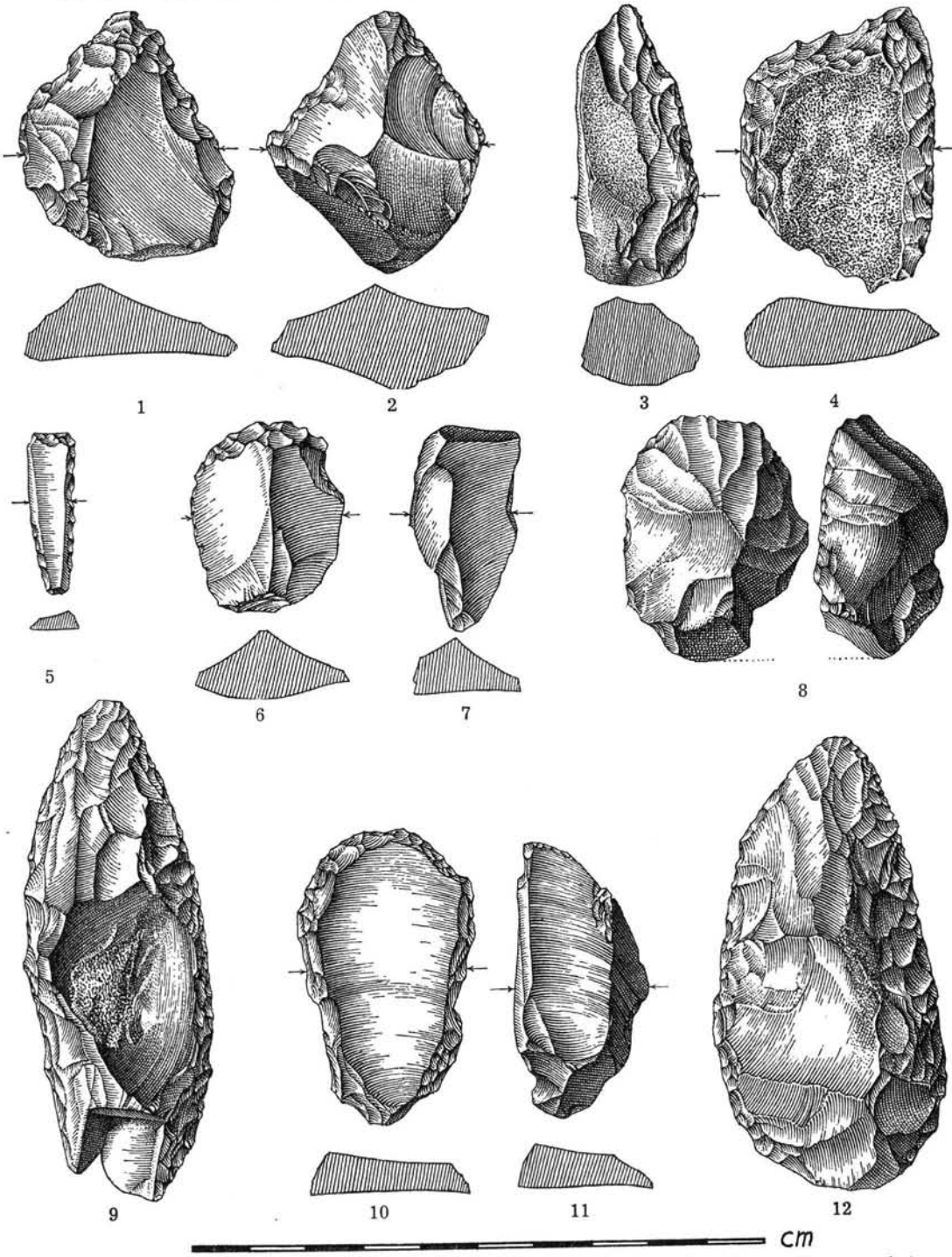


Abb. 6. Szeletien aus dem begrabenen Bodenhorizont W 1/2 im Lößprofil von Ivanovce bei Trenčín im unteren Waag-Tal.
1, 2 = moustérienartige Spitzen, 3, 4 = Bogenschaber, 5 = Messerchen mit abgedrücktem Rücken, 6, 10 = Kratzer, 8 = Kielkratzer, 7, 11 = Stichel, 9, 12 = Blattspitzen.

gleichzusetzen ist. Erst im Liegenden dieses Komplexes befindet sich ein weiterer mächtiger Boden von rötlicher Farbe mit Mousterien-Funden und einer letzten echten Interglazialfauna, der mit der Kremser Verlehmung deutlich identisch ist. Werden alle diese Umstände in Betracht gezogen, so können die erwähnten Profile nicht anders als auf folgende Weise ausgewertet werden: Die drei Lößschichten im Hangenden des interglazialen begrabenen Bodens, der dem Interglazial R/W angehört, entsprechen den drei Stadialen der Würm-Eiszeit W 1, W 2 und W 3; der mächtige begrabene Boden zwischen dem unteren und oberen Löß fällt dann in das große Interstadial W 1/2, während der schwach verlehmte Boden zwischen dem mittleren und oberen Löß das Produkt einer schwachen Feuchtigkeitszunahme und Erwärmung im Interstadial W 2/3 vorstellt. Der unterste Löß in Zamarovce ist eine bisher vereinzelte Erscheinung, doch gehört er ohne Zweifel der Riß-Eiszeit an.

Ähnliche Verhältnisse bestehen überall in den slowakischen Randgebieten der Donautiefebene, wo gleichfalls mächtige Lößdecken vorhanden sind, doch werden sie von den Profilen nur selten in größerer Zahl erfaßt. Eine Erwähnung verdienen die sog. Sumpflösse, die sich makroskopisch nur wenig von dem gewöhnlichen Löß unterscheiden, aber artenreiche Wassermolluskenbestände von kaltem Charakter beherbergen. In dem gut erschlossenen Profil am Berg B o ž í v r c h bei Štúrovo (früher Parkán) konnte ein wenig mächtiger Sumpfhorizont in der basalen Schicht eines Lösses mit Columella-Fauna festgestellt werden, in deren Liegendem sich wiederum ein normaler Löß mit typischer Striata-Steppenfauna befindet. Im Vergleich mit den beschriebenen Verhältnissen im Waag-Tal ist es wahrscheinlich, daß die Lage des Sumpflösses zeitlich in die Nähe des Interstadials W 2/3, vielleicht auch in den Beginn des Stadials W 3 selbst fällt (Ložek, 1952).

Auch wenn bei den erwähnten slowakischen Profilen das sehr wichtige stratigraphische Kriterium der Lage auf bestimmten Terrassenstufen fehlt, so ist die angedeutete Gliederung dennoch gut belegt und die Parallelisierung mit böhmischen und österreichischen Profilen verläßlich.

Es bleibt noch übrig, einige Worte über die Verhältnisse in Mähren zu sagen, wo besonders in der Umgebung von Brünn eine Reihe mächtig gegliederter Lößprofile freigelegt wurde, die aber bisher noch nicht nach allen Seiten hin bearbeitet sind. Jedenfalls enthalten sie aber gut erkennbare Schichtengruppen der Würm- und Riß-Eiszeit. Eine besondere Erwähnung verdienen die Profile in Modřice und unterhalb von Nová hora mit neun beschriebenen Lößdecken (Pelíšek 1949, 1954, Žebera 1943). Eine gründlichere Bearbeitung erfolgte nur in D o l n í V ě s t o n i c e (Knor-Ložek-Pelíšek-Žebera 1953), wo in einer Solifluktionsschicht mit Artefakten aus dem Jungaurignacien reiche Überreste einer arktoalpinen Fauna und Flora festgestellt wurden, die darauf hinweisen, daß der Fuß der heute von Weinbergen bedeckten Pollauer Berge zu Beginn der Sedimentation des jüngsten Lösses (W 3) einen ähnlichen Charakter aufwies wie die heutige subalpine Stufe der Beler Kalkalpen. Hier muß besonders die Entdeckung des arktisch-hochalpinen Weichtieres *Vertigo arctica* (Wall.) hervorgehoben werden. Andere Forschungen wurden an dem bekannten paläolithischen Fundort in P ř e d m o s t í bei Přerov durchgeführt, wo eine Lage mit ungewöhnlich reicher interglazialer Fauna (fast 60 Arten) mit den Leitarten *Helicigona banatica* Rossm. und *Aegopis verticillus* Fér. gefunden wurde. Sie fällt zweifellos in das letzte echte Interglazial und ermöglicht eine genaue Parallelisierung der Profile von Předmostí mit den mittelböhmischen und thüringischen Profilen. Es ist interessant, daß in Předmostí der 2. Löß und die fossilen Böden in seinem Hangenden und Liegenden fast überhaupt nicht entwickelt sind. Alle diese Schichten sind von einer sehr mächtigen Solifluktion betroffen und bilden eine einheitliche Schichtengruppe, die nur stellenweise ahnen läßt, daß es sich hier um eine einzige Lößdecke und zwei begrabene Böden handelt (vgl. Ložek 1956a).

Die Terrassen der mährischen Flüsse sind bedeutend weniger entwickelt als die böhmischen Terrassensysteme. Obzwar Versuche unternommen wurden, sie mit den Donauterrassen zu parallelisieren und auf diese Weise stratigraphisch zu interpretieren (FINK & MAJDAN 1954), besitzen wir keine hinreichende Anzahl von Stützpunkten, die eine verläßliche Eingliederung in das von uns angewandte System ermöglichen würden. Die Tatsache, daß das der ganzen Würm-Eiszeit verläßlich entsprechende Profil von Předmostí auf einer der niedrigsten Terrassen der Bečva liegt, beweist, daß die Terrassenstufen der mährischen Flüsse, die mit ihrer Höhe bestimmten Stufen des Elbe-Moldau-Systems in Böhmen entsprechen, in Wirklichkeit ein anderes, d. h. höheres Alter besitzen und daß hier mit zahlreichen Anomalien gerechnet werden muß. In letzter Zeit wurden die Terrassen der Oder und ihrer Zuflüsse im Gebiet von Ostrau einer eingehenden Forschung unterzogen. Sie sind jedoch schlechter erhalten als die böhmischen Terrassen und gehören — was sehr schwerwiegend ist — durchwegs in die Zeit nach der Vereisung des Ostrauer Gebietes (vgl. Anthropozoikum III—V, ŽEBERA & Mitarb.). Die Terrassensysteme in der Slowakei sind sehr unzureichend bearbeitet, und es scheint, daß sie bei einigen Flüssen (Untere Waag, Nitra) unvollkommen entwickelt sind. Gut verfolgbar sind die Terrassen des Hornád, in dessen höchster Terrassenstufe südlich von Košice bei der Gemeinde Sena ein altpaläolithisches Artefakt gefunden werden konnte, das rahmenmäßig zumindest in die Mindel- oder Günz-Eiszeit fällt.

Die übrigen Sedimentarten

Neben dem System der Terrassenstufen und Lößdecken sind auf dem tschechoslowakischen Gebiet noch eine Reihe weiterer Ablagerungen vertreten, die wertvolle Funde erhalten und zur Lösung verschiedener stratigraphischer Probleme des Quartärs beitragen können. Es sei jedoch im vorhinein betont, daß diese Sedimente für sich allein keinesfalls ein stratigraphisches System ermöglichen wie die Terrassen und Lösse; bei ihrer Auswertung muß im Gegenteil immer an die klassischen Profile der Terrassen- und Lößsysteme angeknüpft werden. Die Bedeutung dieser Sedimente besteht also hauptsächlich darin, daß sie die Beantwortung verschiedener Teilfragen ermöglichen und auf diese Weise die beim Studium der Terrassen und Lößformationen gewonnenen Ergebnisse ergänzen. So enthalten Travertine oft sehr reiche geschlossene paläolontologische Funde, während die Höhlenprofile für die Detailsstratigraphie und besonders für die Beobachtung des Verhältnisses der einzelnen Kulturen und fossilen Biozönosen von Bedeutung sind. Travertine und Höhlen sowie Gehänge-, See- und Sumpfsedimente sind für die Erkenntnisse der Stratigraphie des Holozäns und teilweise auch des Spätglazials sehr wichtig.

Travertine

Die Travertine stammen aus verschiedenen Abschnitten des Pleistozäns und Holozäns. Pleistozäne Travertine sind bei uns fast ausschließlich als Absätze oft warmer Mineralwasserquellen entwicktelt und bleiben, sofern von dem Vorkommen mächtiger Kalksinterdecken im Gebiet der Karlsbader Thermalquellen abgesehen wird, auf das Karpathengebiet beschränkt. Diese thermalen Travertine erscheinen gewöhnlich in der Form flacher Kuppen, die mehr oder weniger ihre Umgebung überragen und nicht selten bedeutende Ausmaße erreichen (Drevenik in der Zips). Von den wichtigsten Lokalitäten sind anzuführen: die Umgebung von Prerau, Hradiště pod Vrátnom, Bojnice an der oberen Neutra, das Gebiet zwischen Rosenberg und Liptau St. Nikolaus, zwischen Neusohl und Altsohl, Nitrianské Žabokreky, die Umgebung von Lewentz, Poprad und Kirchdrauf im Zipser Kessel. Die quartärstratigraphische Erforschung dieser mächtigen pleistozänen Ablagerungen befindet sich erst in den Anfängen und wird besonders dadurch behindert, daß die Mehrzahl der Lokalitäten innerhalb der Karpathen konzen-

triert ist, wo der Zusammenhang zwischen den Travertindecken und den Lössen und Terrassen nicht gut verfolgbar ist. In bestimmten Bezirken dürfte es aber möglich sein, die Beziehung der Kalksinterdecken zu den proluvialen Schotterkegeln festzustellen, die aus den Tälern der Karpathengebirge vordringen (Bojnice).

Nähere Angaben stehen uns heute nur für die bekannte Lokalität in Gánovce bei Poprad zur Verfügung, wo sich gegenwärtig das am besten bearbeitete Travertinprofil auf tschechoslowakischem Gebiet befindet. Die durch einen Steinbruch aufgeschlossene, mächtige Travertinkuppe „Hrádok" wird heute zum größten Teil so abgebaut, daß die Randpartien und der Mittelteil beim einstigen Quellkrater übrigbleiben. Im Liegenden der eigentlichen Travertine befinden sich, wahrscheinlich auf paläogenem Untergrund, schlammige Sedimente, die bisher noch nicht eingehend erforscht wurden. Die basalen Travertinlagen enthalten eine Tundrenflora mit *Betula nana* L. und Zwergweiden, die aufsteigend in einen Birken-Kiefern-Wald und schließlich in einen Eichenmischwald mit zahlreichen Laubbaum-Arten übergeht, unter welchen dem interglazialen Element *Cotinus coggygria* Scop. die größte Bedeutung zukommt; in den höheren Travertinlagen mit Eichenwaldresten tritt sehr zahlreich die Weißbuche *(Carpinus betulus)* auf. Im Hangenden dieses Komplexes erscheint dann eine Schichtgruppe von breccienartigen Sintern mit dunklen lehmigen Lagen und überwiegenden Nadelbäumen *(Picea, Abies,* Holzkohle von Lärche). Sie enthält eine paläolithische Kulturschicht (Kohlen), in der Überreste des Neanderthal-Menschen und bisher nur wenige Moustérien-Artefakte gefunden wurden. Von faunistischen Funden ist die kalte Weichtierassoziation waldloser Arten (mit *Vertigo genesii* Gredl.) in der sandigen Sinterlage zu erwähnen, die den Komplex der dichten Travertine vom schlammigen Ton im Liegenden abteilt. Im Quercetum wurden die Arten *Cepaea vindobonensis* (Fér.), *Helix pomatia* L. und *Elephas antiquus* Falc. festgestellt. Die Kulturschicht zeichnet sich durch das auffallend zahlreiche Vorkommen der karpathischen Schnecke *Cochlodina cerata* (Rossm.) aus; von Wirbeltieren wurde hier das Mammut *(Elephas primigenius* Blumb.) gefunden. Die Fauna entspricht also in groben Umrissen der Florengliederung. Die Travertine sind von einer Schichtengruppe lößartiger Lehme überdeckt, die im Nord-West-Profil drei Lagen erkennen läßt, von welchen die zwei unteren durch eine schwach verlehmte und mit Kalksinter durchsetzte Schicht abgeteilt sind. In diesen „Lössen" wurden jungpaläolithische Artefakte sichergestellt. Das Pleistozän ist von humosen Schichten mit zahlreichen Resten neolithischer und jüngerer Keramik überdeckt. Auch wenn die Durchforschung bei weitem noch nicht abgeschlossen ist, so zeigen dennoch die bisherigen Funde, daß es sich hier um das letzte Interglazial (R/W) in seiner vollen Entwicklung handelt. Die paläolontologische Bedeutung dieser Lokalität besteht vor allem darin, daß sie der einzige Ort in den Westkarpathen ist, der eine vollkommene Entwicklung der Flora im letzten Interglazial aufweisen kann. Nähere Angaben über einige Funde enthalten die eingehende Studie von E. Vlček (1953) und die malakozoologische Analyse von V. Ložek (1955a).

Auch einige andere Travertinkuppen erbrachten reiches paläolontologisches Material, besonders malakozoologische Funde. Die Faunen haben durchwegs einen typischen interglazialen Charakter, so z. B. in Hradiště pod Vrátnom in den Kleinen Karpathen. Hier befindet sich ein von L. Máčel (1937, 1940) beschriebenes mächtiges Travertinlager, das sich, wie neue Forschungen (Ložek im Herbst 1955) gezeigt haben, durch eine ungewöhnlich reiche und hervorragend erhaltene Molluskenfauna auszeichnet. In dem ungefähr 10 m mächtigen Profil treten feste Kalksinter mit den bezeichnenden interglazialen Arten *Perforatella dibothryon* (Kim.), *Pagodulina pagodula* (Desm.) und *Cochlostoma septemspirale* (Raz.) hervor. Auf diesen Schichten liegen bankförmige Travertine mit lockeren Einlagerungen, die folgende Leitmollusken enthalten: *Helicigona banatica* (Rossm.), *Soósia diodonta* (Fér.), *Aegopinella ressmanni* (West.), *Truncatel-*

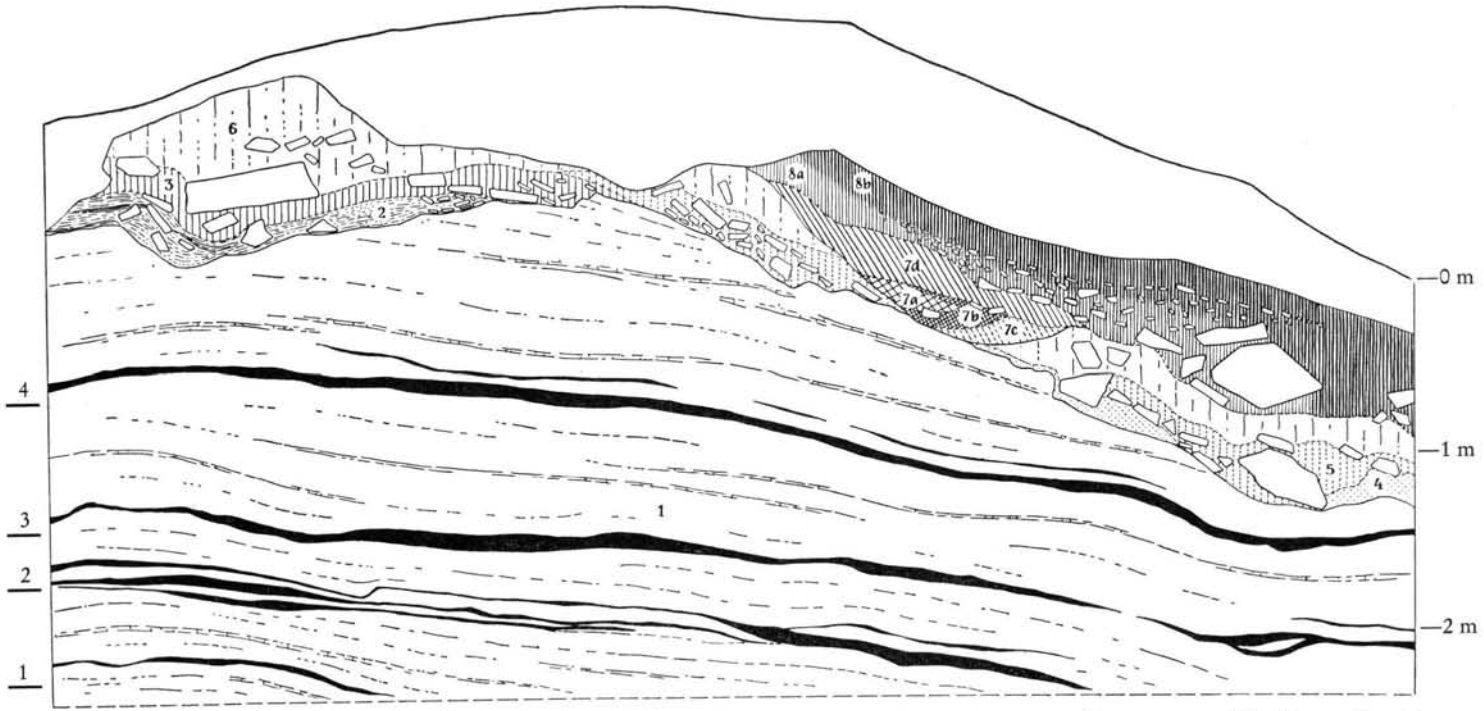


Abb. 7. Ausschnitt der Travertinkuppe von Sv. Ondrej in der Zips. 1 - 4 Kulturschichten mit Moustérien, 1 = weißer Travertin mit hochinterglazialer Molluskenfauna mit *Helicigona banatica* Rssm., 2-6 würmglaziale Deckschichten des Travertins (lößartige Lehme und Solifluktionsschichten mit umgelagerten Blöcken von hartem Travertin), 7a-d Ausfüllung einer bronzezeitlichen Grube, 8 rezente Bodenbildung (Rendsina).

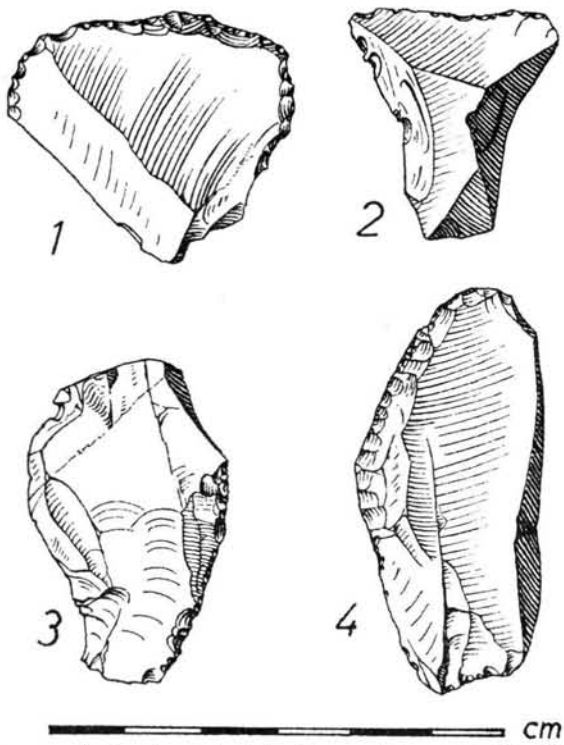


Abb. 8. Moustérien aus der letztinterglazialen Travertinkuppe bei Sv. Ondrej in der Zips. 1, 3, 4 = Schaber, 2 = Spitze.

lina claustralis (Grd.) und *Cepaea vindobonensis* (Fér.). Von anderen Funden verdient Erwähnung das häufige Vorkommen des Farns *Phyllitis scolopendrium* Newm. und eine lehmige Lage mit zahlreichen Kohlenresten der Eibe *(Taxus baccata)*. Ähnliche Funde sind aus Bojnice *(H. banatica* Rsm., *Soósia diodonta* Fér., *Aegopinella ressmanni* West. und *Cochlostoma sp.*, Prošek & Ložek, 1951 b), Nitrianske Žabokreky *(Helicigona banatica* Rsm., *Pomatias elegans* Müll., Kormos, 1911), Tučín (vgl. Abb. 9) bei Prerau *(Aegopis verticillus* Fér., *Pagodulina pagodula* Desm., *Iphigena densestriata* Rsm.) und aus anderen Orten bekannt. Neuerlich wurde auch Paläolithikum an mehreren Travertinfundstellen im Zipser Becken entdeckt (Sv. Ondrej, Beharovce).

Die bisherigen Erfahrungen zeigen, daß die thermalen Travertine des Karpathengebiets zum Großteil in den pleistozänen Warmzeiten entstanden oder sich wieder in der Gegenwart bilden[7]). Es können jüngere Travertine unterschieden werden, die wenigstens teilweise aus der Riß/Würm-Warmzeit stammen (Gánovce, Bojnice - jüngere Decke, Hradiště p. Vrátnom - oberer Travertin), meistens von geringem Umfang und nicht selten unvollkommen verfestigt sind, sowie ältere, sehr feste und mächtige Travertine (Drevenik, Bojnice - ältere Decke) mit einer geringen Menge von Funden, die sichtlich an die Grenze von Pliozän und Pleistozän gehören. Wir wissen allerdings noch nicht, ob sich die Travertine in allen oder nur in einigen Interglazialen gebildet haben; die zweite Möglichkeit ist wahrscheinlicher. Es ist interessant, daß der Travertinabsatz der Thermalwässer an bestimmte, verhältnismäßig kurze Zeiträume gebunden war, in

[7]) Nur in Hradiště pod Vrátnom setzte sich der Travertin bei einer Kaltquelle ab, allerdings in einem Gebiet mächtiger tektonischer Linien, so daß hier in groben Umrissen dieselben Voraussetzungen gelten wie bei den thermalen Travertinen.

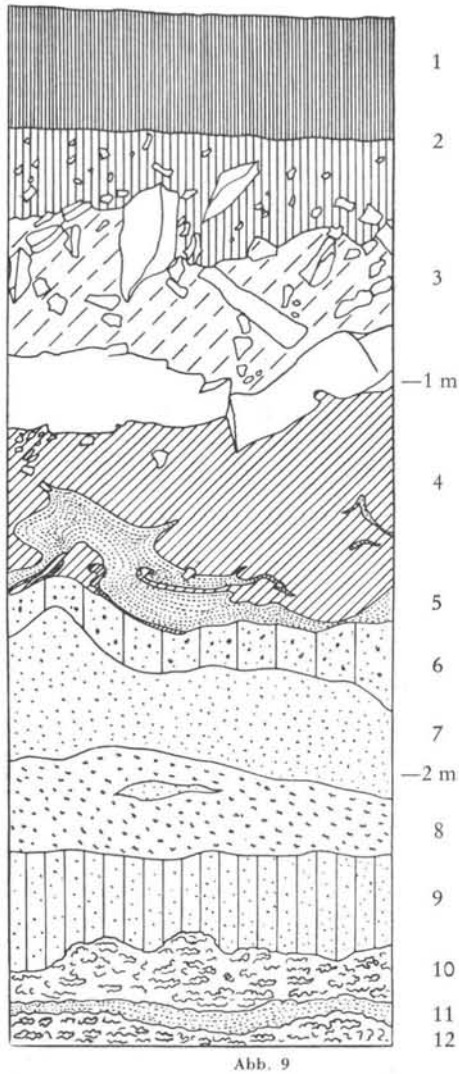


Abb. 9

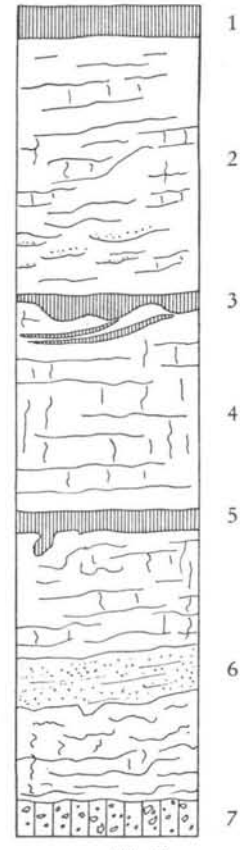


Abb. 10

Abb. 9. Profil in den oberen Schichten der interglazialen Travertinkuppe in Tučin bei Přerov (Mittelmähren). 1-2 holozäne Rendsina, 3-5 Kryoturbationshorizont der Würm-Eiszeit (Travertinsand und lößartige Lehme, umgelagerte Blöcke von hartem Travertin), 6-12 Travertinsande und lockerer Travertin (in der schwach lehmigen Schicht 9 hochinterglaziale Molluskenfauna mit *Cepaea vindobonensis* FÉR. u. *Truncatellina claustralis* GRD.)

Abb. 10. Ausschnitt aus dem Travertinprofil von Hrhov im Südslowakischen Karst (Gesamthöhe ca. 10 m). 1, 3, 5 Rendsinaböden (in 3 Hallstatt-Keramik), 2, 4, 6 Travertindecken, 7 gelbbrauner Lehm mit Kohlen und Lehmbewurffragmenten (Neolithikum).

denen ihre Bildung sehr intensiv verlief und dann entweder völlig aufhörte oder sich mehrmals wiederholte (Bojnice). Es ist heute sehr wahrscheinlich, daß diese Travertinbildung bzw. die erhöhte Aktivität der Quellen, in enger Beziehung zu den tektonischen Unruheperioden in den Karpathen stand. Diese Beziehungen sind allgemeiner Natur, und ihr sorgfältiges vergleichendes Studium erbringt wahrscheinlich auch Erfolge in der stratigraphischen Parallelisierung einzelner Lokalitäten.

Die holozänen Travertine sind vorwiegend an kalte Quellen in den von Kalkgesteinen gebildeten Gebieten gebunden und kommen in allen tschechoslowakischen Karstgebieten vor, im Böhmischen Massiv auch im Gebiet der Kreidemergel und Kreidepläner. Einige Lokalitäten sind für die Kenntnis der Naturverhältnisse im Verlauf des Holozäns von Bedeutung; denn sie enthalten urzeitliche Kulturen und reiches paläolontologisches Material. Besonders mächtige Travertindecken bildeten sich bei den Karstquellen im Südslowakischen Karst, wo die Mächtigkeit der holozänen Sinter zwischen 10—20 m schwankt (Jablonov, Hrhov, Háj, Jasov). Am bedeutendsten ist das Profil in Hrhov (Abb. 10), das bis zum Liegenden freigelegt ist und von gelbbraunem Ton mit Kalkschutt und Lehmbewurffragmenten von sichtlich neolithischem Alter gebildet wird. Dieser enthält die feuchtigkeitsliebende Molluskenfauna des submontanen Karpathenwaldes, obzwar die Umgebung der Lokalität gegenwärtig den Charakter einer verdorrten Karststeppe aufweist. Über dem Ton liegt eine Travertindecke mit ähnlicher Schnekkenfauna, der in unbeträchtlichem Ausmaße auch einige Steppenelemente beigemengt sind. Auf dieser Decke bildete sich bei Unterbrechung der Sedimentation ein Boden vom Rendsina-Typus mit einer Fauna, die zwar noch Waldarten enthält, aber bedeutend trocken- und wärmeliebender ist als die Fauna im Liegenden. Dieselbe Fauna erhält sich auch im Verlaufe der Bildung einer weiteren Sinterdecke, die sich im Hangenden des Rendsina-Bodens absetzte. Die Sedimentation wurde dann neuerlich unterbrochen, und an der Oberfläche der zweiten Decke bildete sich wieder eine Rendsina mit verhältnismäßig zahlreichen Überresten hallstattzeitlicher Keramik. Sehr bemerkenswert ist die Veränderung in der Zusammensetzung der Weichtierfauna, die in dieser Schicht zum Vorschein kommt: das Waldelement tritt in den Hintergrund und an seiner Stelle erscheinen zahlreiche Steppenarten, die gegenwärtig den waldlosen Karsthängen an den Südflanken der Plateaus ihr Gepräge verleihen; zu erwähnen ist hier besonders die aus den früheren Perioden bei uns unbekannte Art *Zebrina detrita* Müll. (Eveteš bei Jablonov). Denselben Charakter besitzt auch die Fauna der letzten Travertindecke, welche die Rendsina mit den Hallstattfunden überdeckt. Ähnliche, wenn auch nicht so vollständige Funde stammen aus anderen Travertinlokalitäten des Südslowakischen Karstes (Jablonov, Háj). Im Böhmischen Karst kommen gleichfalls einige solche Travertinkuppen vor; besonders in den Lokalitäten Koda und Sv. Jan pod Skalou bei Beraun wird die zukünftige Forschung gewiß wertvolle Ergebnisse bringen.

Höhlen und Karsttaschen

Für die Stratigraphie des Quartärs äußerst wichtig ist das Studium der Ausfüllungen von Karsthöhlungen, wo sich Schichten gut erhalten haben, die von der Oberfläche bereits längst abgetragen wurden. Sie enthalten ein sehr reiches, nicht selten von Funden menschlicher Kulturen begleitetes osteologisches Material. In der Vergangenheit wurde den Höhlen besonders in Mähren eine große Aufmerksamkeit gewidmet (Wankel, Kříž, Maška, Knies), woher reiche osteologische und archäologische Funde stammen. Allerdings ist die Methodik der überwiegend vor dem 1. Weltkriege durchgeführten Forschungen heute bereits so weit veraltet, daß die Mehrzahl ihrer Ergebnisse im Sinne der gegenwärtigen Anschauungen nicht mehr gewertet werden können. Verhältnismäßig am wertvollsten sind einige Beschreibungen von K. J. Maška, wie eine Revisionsdurchforschung der Šipka-Höhle am Kotouč-Berg bei Štramberk gezeigt hat.

In neuerer Zeit wurde die Stratigraphie eingehender in der Dzeravá skala-Höhle (Abb. 11) bei Plavecký Mikuláš in den Kleinen Karpathen (Prošek 1951), in der „Prepoštská"-Höhle in Bojnice (Prošek 1952) und ferner in einigen weiteren Höhlen des Slowakischen, Mährischen (vgl. Klíma 1949, 1951, 1953) und Böhmischen Karstes studiert. In Böhmen wurde außerdem eine große Aufmerksamkeit den sog. Karsttaschen geschenkt, also Karsthohlräumen von verschiedener Form, die oben offen,

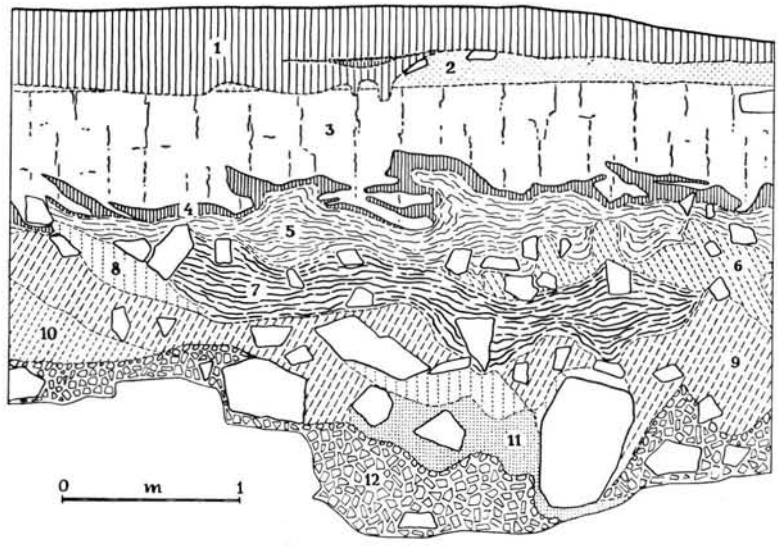


Abb. 11. Profil der Ausfüllung der Dzeravá skala-Höhle in den Kleinen Karpaten. 1 schwarzer Lehm mit Neolithikum, 2 altholozäne Höhlensinterschicht, 3 Höhlenlöß mit Magdalénien, 4 dunkelgraue lößartige Schicht mit Jungaurignacien, 5, 7, 8, 9, 10, 11 gelbbraune, braungraue bis grünlich-graue Lehme (lößartig), deren Lagerung durch Kryoturbation zerstört ist (in 7-10 Szeletien), 6 umgelagerte Linsen älterer Ablagerungen (12), 12 grauer Schutt, an der Oberfläche deutlich verwittert, mit abgerundeten Kanten (W 1/2).

häufig mehrere Meter tief sind und an bestimmten Lokalitäten paläontologisch reiche altpleistozäne Sedimente enthalten.

Die bisherigen Forschungen ergaben ein klares Bild von der Stratigraphie des jüngsten Pleistozäns und Holozäns. Dabei muß zwischen der Fazies von Sedimenten innerhalb der Höhle und in den Eingängen unterschieden werden, wo ein Vergleich mit der normalen Sedimentation an der Oberfläche möglich ist. Das jüngere Holozän ist sowohl im Inneren der Höhlen als auch in den Eingängen durch humose, dunkelgefärbte Schichten charakterisiert, die teilweise von abgeschwemmten Humuskarbonatböden (Rendsina) herrühren, welche heute für offene Lagen auf Kalk in niedrigeren Meereshöhen bezeichnend sind. Im Liegenden dieser humosen Schichten ist gewöhnlich das ältere Holozän entwickelt, bei dem ebenfalls zwischen den Fazies im Eingang und im Höhleninneren unterschieden werden kann. In der Höhle entspricht dem älteren Holozän eine Lage weißlicher unverfestigter Sinter, die eine typische Trennungslinie zwischen den dunklen Schichten des jüngeren Holozäns und den hellen, meistens gelbbraunen pleistozänen Schichten im Liegenden bilden. Im Eingang und außerhalb der Höhle entsprechen diesem Sinter gewöhnlich sehr kalkreiche und oft versinterte Schichten von meistens gelbbrauner Farbe. Das ältere Neolithikum erscheint gewöhnlich bereits in diesen bräunlichen Schichten.

Die altholozänen braunen Lehme sind auch in paläolontologischer Hinsicht durch eine reiche Weichtierfauna und das Vorkommen einiger kleiner Säuger charakterisiert, die sonst für das Pleistozän kennzeichnend sind. Die Weichtiere bilden sehr artenreiche, feuchtigkeitsliebende Waldbestände, in welchen eine bemerkenswerte Mischung montaner, submontaner und colliner Arten vorzufinden ist. Die Leitart ist hier *Discus ruderatus* Fér., zu der sich *Clausilia cruciata* Stud., *Cl. dubia* Drap., *Acme polita* Hartm., *Vertigo alpestris* Ald. und viele andere Arten gesellen. Die Hauptperiode dieser „*Ruderatus*-Fauna" fällt in die vorneolithische Zeit und ist gleichzeitig mit dem jüngeren

Mesolithikum, wie die mit dem jüngeren Tardenoisien gleichzeitige, sehr reiche Fauna von Zátyní (Sattai bei Dauba) beweist (Prošek & Ložek 1953). Völlig ähnlich ist der von K. Büttner (1941) beschriebene Fund der Schneckenfauna in der Frankenalb. Die altholozänen Sinter im Höhleninneren sind meistens arm an archäologischen und paläolontologischen Funden, doch liegt auch hier das ältere Neolithikum, wie in der Kačák-Höhle („Nad Kačákem") im Böhmischen Karst festgestellt wurde, in den Oberflächenschichten. Wenn in Betracht gezogen wird, daß die Schichten mit der *Ruderatus*-Fauna in die Zeit knapp vor Beginn den Neolithikums fallen, daß sie mit dem jüngeren Mesolithikum gleichzeitig sind und einen sehr feuchten, warmen Zeitraum vorstellen, in dem auf unserem Gebiet bereits alle Haupttypen der gegenwärtigen Biozönosen vorhanden waren, so können diese Schichten verhältnismäßig sicher in die atlantische Periode eingereiht werden.

Die das Holozän vom Pleistozän abteilende Schicht des lockeren hellen Sinters war bereits früher bekannt (Absolon & Czižek 1928) und wird gewöhnlich als zuverlässiges stratigraphisches Trennungsmerkmal angesehen. Ihr stratigraphischer Wert bleibt aber nur auf Höhlen in niedrigeren, warmen Lagen (unter 500 m) beschränkt, da Vergleichsforschungen in Höhlen mit verschiedener Meereshöhe gezeigt haben, daß sich ähnliche Sinterschichten in hohen, feuchten Lagen (zwischen 800 bis 1500 m) auch im Jungholozän und in der Gegenwart bilden können (Ložek & Barta 1952). Als Beispiel können die Höhlen „Dudlava skala" und „Pod Strateníkem" am Fuße des Ostendes der Niederen Tatra angeführt werden, wo fast das ganze Holozän von einer Schichtengruppe weicher Sinter mit ungewöhnlich reicher Weichtierfauna und ziemlich zahlreichen Pflanzenresten gebildet wird. Auch in diesen bedeutenden Meereshöhen (über 800 m) können die altholozänen *Ruderatus*-Assoziationen der überwiegend aus Nadelhölzern *(Picea)* bestehenden Wälder von jungholozänen, den karpathischen Buchen-Tannen-Urwäldern entsprechenden Faunen unterschieden werden.

Im Liegenden des Altholozäns sind in den meisten niedrig gelegenen Höhlen Lehme von ± lößartigem Charakter entwickelt, die in vielen Fällen unmittelbar als Löß angesprochen werden können. Sie wurden früher durchwegs als Sedimente der jüngsten Würm-Eiszeit (gewöhnlich als W 3) angesehen; aber die neuesten petrographischen Analysen zeigen, daß ihre oberen Lagen ± verwittert sind und offenbar den Anfängen des Holozäns (präboreale, boreale Periode) oder vielleicht auch dem Spätglazial entsprechen. Im Böhmischen Karst (Děravá-Höhle und Höhle „Tří volů" bei Koněprusy) und im Mährischen Karst (Nová Drátenická-, Adler- und Kříž-Höhle) wurde in diesen Schichten das Magdalénien festgestellt.

Im Liegenden dieser Lösse, die rahmenmäßig in die Würm-Eiszeit (W 3) bis zu den Anfängen des Holozäns gehören, liegt eine Schichtengruppe diagenetisch umgebildeter Lösse und Lehme mit Schuttbildung, in der bei sorgfältiger Durcharbeitung zwei interstadiale Lagen festzustellen sind, die von lößartigen Schichten abgeteilt werden. Es handelt sich um Profile, die, allerdings in einer völlig besonderen Fazies, mit den dreiteiligen Würm-Profilen im Löß äquivalent sind. Für die Festlegung irgendwelcher allgemeingültigen Züge liegt bisher wenig geeignetes Vergleichsmaterial vor, da die Bildungsdynamik der Höhlenausfüllungen äußerst kompliziert ist. Es muß aber besonders hervorgehoben werden, daß diese Schichten sehr oft gestört und von der Kryoturbation durchknetet sind (vgl. Abb. 11, 12). Diese Erscheinung, die in den Profilen der Dzeravá skala-Höhle (Prošek 1951) klassisch erfaßt ist, wurde bei älteren Forschungen nicht erkannt und führte zu einer Vermischung archäologischer und paläontologischer Funde aus benachbarten Schichten, so daß das ältere Material zum Großteil heute einen herabgeminderten Wert besitzt. Durch neue und genau durchgeführte Gewinnung von Material werden wahrscheinlich viele alte Probleme geklärt werden können, die ihren Ursprung in dieser sekundären Vermengung von Funden haben.

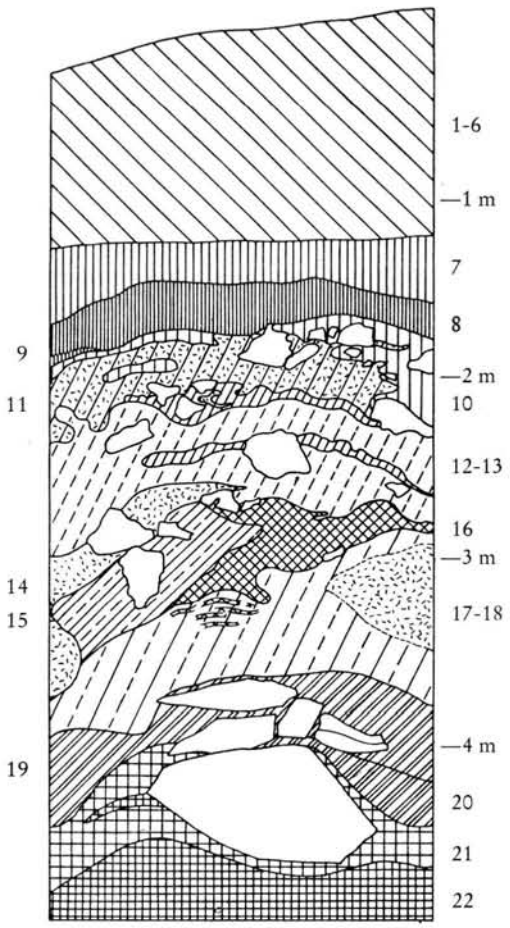


Abb. 12. Profil im Eingang der Großen Höhle von Jasov im Südslowakischen Karst. 1-6 mittelalterliche Schichten, 7 dunkelbrauner Lehm mit feuchter Waldfauna und Hallstatt-Resten an der Basis (Subatlantikum), 8 rein schwarzer Schuttlehm mit Neolithikum an der Basis und wärmerer Hainfauna (Subboreal), 10 bräunlicher Lehm mit dem Neolithikum an der Oberfläche und Ruderatus-Fauna (Altholozän), 11-14 Komplex von lößartigen Lehmen mit rötlichen Streifen und Lößmolluskenfauna (deutliche Fließerscheinungen, Jungwürm), 15-16 rötlicher Lehm und roter Ton mit korrodiertem Kalkstein und warmer Molluskenfauna (umgelagerte Schichten des W 1/2-Interstadials), 17-20 bräunliche bis braunrötliche, teilweise lößartige Lehme mit interglazialer Schneckenfauna an der Basis (19, 20 - *Perforatella dibothryon* Kim.; umgelagerte Schichten des letzten Interglazials, die in der Höhle noch *in situ* liegen), 21-22 dunkelgraue bis schwarze Phosphatlehme (Sedimente des letzten Interglazials, die noch in einer tieferen Höhle entstanden sind).

Bei einer eingehenden Untersuchung des archäologischen und paläontologischen Inhalts der Schichten in der Mehrzahl unserer Höhlen ist zu ersehen, daß die Schichten der älteren Würm-Eiszeit zu den verhältnismäßig seltenen Erscheinungen gehören. Funde von interglazialen Biozönosen erscheinen in den Höhlen nur ausnahmsweise (Höhlen „Zlatý kůn" bei Koněprusy, Mladeč, Dudlavá skala) und gewöhnlich in besonderen Lagerungsverhältnissen (unter Schloten in geschlossenen Räumen). Die Geomorphologie vieler Höhlen zeugt deutlich für ihr hohes, mindestens altpleistozänes Alter; trotzdem ist in ihrer Ausfüllung meistens nicht einmal das letzte Interglazial erhalten. Aus dieser Tatsache, die für unser Gebiet eine weitreichende Gültigkeit hat, muß

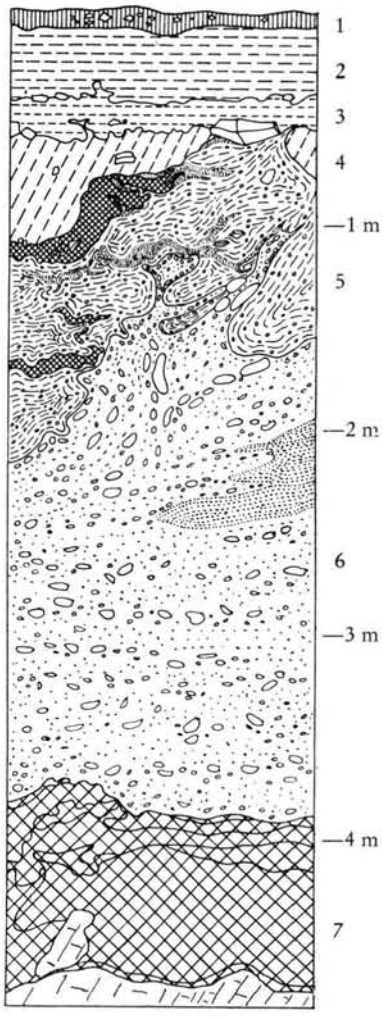


Abb. 13. Profil im Nordeingang von Dudlavá skala-Höhle (Mittelslowakei). 1 subrezente schwarze Lehmschicht, 2 Höhlensinterkomplex des jüngeren Holozäns mit reicher Waldfauna, die der rezenten Urwaldfauna in der Umgebung ähnlich ist, 3 Höhlensinterkomplex des älteren Holozäns mit reich entwickelter Ruderatus-Fauna, 4 rötlicher lößartiger Lehm mit kalter Säugetierfauna (Jungwürm), 5 derselbe Lehm mit Schottersand (Material aus dem Kristallin der Niederen Tatra) vermengt, mit Linsen von rotem tonigem Lehm und Glimmersand (Kryoturbationskomplex des Jungwürm; jüngste Periode der Höhlenausräumung), 6 Schottersand aus dem Kristallin der Niederen Tatra (wahrscheinlich riß-eiszeitliche Terrassenkegel der Tatra-Bäche), 7 bunte rötliche und gelbliche Tone, die während der Zeit der Schotterkegelbildung ausgeräumt wurden (Reste der altpleistozänen Höhlenausfüllung).

notwendigerweise geschlossen werden, daß in einer bestimmten Periode des Pleistozäns ein Faktor wirken mußte, der aus den Höhlen die meisten alten Sedimente beseitigte, so daß diese heute nur in verhältnismäßig unbedeutender Vertretung anzutreffen sind. Nach dem gegenwärtigen Stand der Forschungen kann eine solche Ausräumung der Höhlen als sichere Tatsache angenommen werden (vgl. Bataglia 1933, Lais 1941), mit der bei unseren Schlußfolgerungen zu rechnen ist. Bei der zeitlichen Eingliederung dieser Erscheinung gehen wir von der Beobachtung aus, welche älteste Sedimente in den Höh-

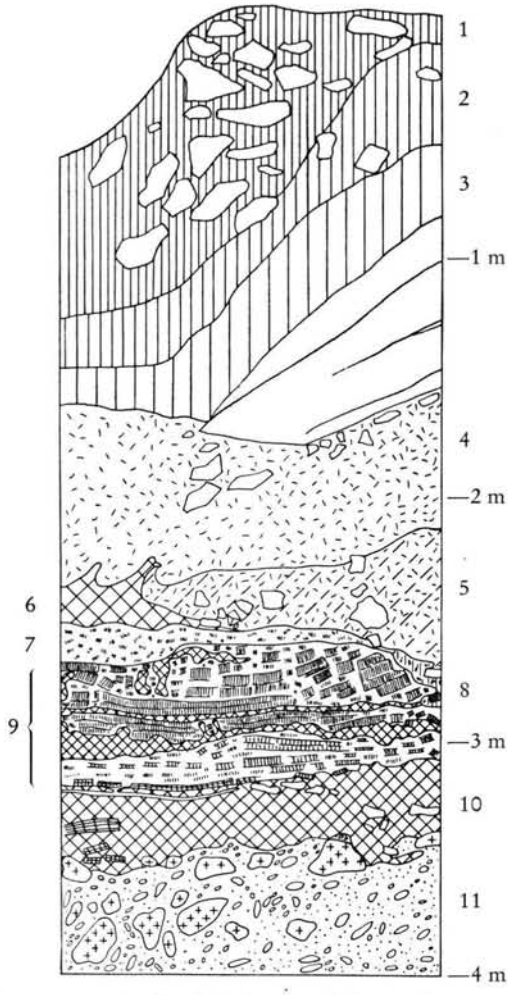


Abb. 14. Profil im Südeingang von Dudlavá skala. 1-3 holozäne humose Lehme, 4-5 Trockenschutt mit lößartigem Lehm (abgestürzte Blöcke aus dem ehemaligen Portal), 6-10 Komplex von roten tonigen Lehmen und kristallinischen Höhlensintern mit hochinterglazialer Molluskenfauna (wahrscheinlich letztinterglaziale Ablagerungen, die später ausgeräumt wurden und nur an wenigen günstigen Stellen teilweise erhalten blieben), 11 Schottersande der Tatra-Terrassenkegel.

len regelmäßig vorkommen. Wird in Betracht gezogen, daß in den Höhlen die Hochwürm-Eiszeit (W 2) durchaus häufig ist, das Interglazial R/W aber gewöhnlich fehlt, so muß ihre Ausräumung notwendigerweise in die ältere Würm-Eiszeit gelegt werden. Allerdings ist nicht auszuschließen, daß ähnliche Kräfte bereits in älteren Zeiten am Werk waren und sich diese Vorgänge mehrmals wiederholten, wie Beobachtungen in der bereits erwähnten Dudlavá skala-Höhle bei Šumiac am Fuß des östlichen Flügels der Niederen Tatra gezeigt haben. Hier liegen auf der ungleichmäßigen Sohle der Höhle buntfarbige Relikt-Tone, die in irgendeiner älteren Warmzeit entstanden waren, aber zum Großteil aus der Höhle zu einer Zeit fortgetragen wurden, in der sich diese mit dem groben kristallinischen Schottersand der proluvialen, aus den Tälern der Niederen Tatra emporragenden Kegeln anfüllte. Die Bildung dieser proluvialen Ablagerungen erfolgte zweifellos in einer vor der Würm-Eiszeit liegenden Kaltzeit, da sich im Süd-

eingang der Höhle im Hangenden eine Schichtengruppe rötlicher, verwitterter und größtenteils fester Sinter erhalten hat, deren interglaziale Schneckenfauna *(Helicigona banatica* (Rossm.), *Perforatella dibothryon* (Kim.) eine jüngere Zeit als das letzte Interglazial ausschließt. In der nachfolgenden Kaltzeit wurden dann diese Sinter zum größten Teil unter dem Einfluß von Kryoturbation und Solifluktion fortgetragen, so daß auf der vom Frost stark durchkneteten Oberfläche des proluvialen Schottersandes unmittelbar die Lehme des jüngsten Pleistozäns aufliegen, die offenbar ein Äquivalent zu den Lössen vorstellen. Aus diesen Ausführungen ist zu ersehen, daß in der Dudlavá skala-Höhle mindestens zwei große Ausräumungsperioden zu unterscheiden sind (Abb. 13 und 14).

Wie wir bereits ausführten, erscheinen in einigen Karsthohlräumen Sedimente mit einer reichen Fauna von sichtlich altpleistozänem Charakter, wie Funde der Gattungen *Mimomys, Pliomys, Xenocyon, Trogontherium, Epimachairodus* usw. beweisen (vgl. Fejfar 1956). Solche Funde konzentrieren sich an einigen Orten, besonders im Böhmischen Karst („Zlatý kůn" bei Koněprusy und Chlum bei Srbsko) oder im Mährischen Karst („Stránská skála"-Lateiner Berg bei Brünn); in der Slowakei sind sie aus der Höhlenausfüllung im Steinbruch bei Gombasek im Südslowakischen Karst bekannt. Diese alten Sedimente setzten sich gewöhnlich nicht in offenen Höhlen ab, sondern füllen Karstschlote, Spalten oder Hohlräume ohne feste Felsdecke aus, die wir als Taschen bezeichnen. Diese Hohlformen werden gegenwärtig eingehend im Böhmischen Karst durchforscht, wo die in der Ostwand des Kaiser-Steinbruchs am Berg Zlatý kůn entdeckte Karsttasche (bzw. Einsturzhöhle; vgl. Abb. 15) bemerkenswerte Ergebnisse

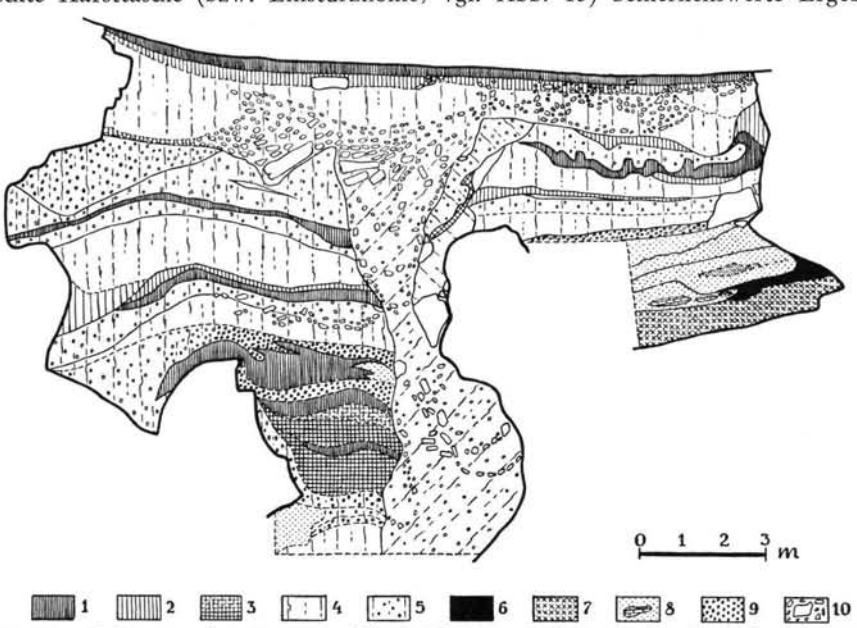


Abb. 15. Karsthöhle (-tasche) C 718 am Zlatý Kůn-Berg bei Koněprusy im Böhmischen Karst. 1 dunkelgraue oder graubraune humose Schichten, 2 braune Lehme, 3 rote Lehme, 4 Höhlenlösse, 5 Schuttlöß oder -lehm, 6 Manganerz, 7 Sand aus zerfallenen Devon-Crinoiden, 8 sandige oder feste Höhlensinter, 9 Kalksteinschutt, 10 Blöcke. - Der Komplex im Liegenden des obersten begrabenen Humusbodens enthält eine reiche altpleistozäne Fauna biharischen Alters; der basale Komplex von Sintern, roten und humosen Lehmen gehört wahrscheinlich dem Günz-Mindel-Interglazial, die jüngeren Schichten des erwähnten altpleistozänen Komplexes sind wahrscheinlich mit der Mindel-Eiszeit zu parallelisieren. Das Mittelpleistozän fehlt und wurde wahrscheinlich durch riesige Einstürze (in der Mitte des Profils) während der Würmeiszeit vernichtet (letzte Periode der Höhlenausräumung).

erbrachte. Hier ruht unter den von Kryoturbationen gestörten und durch einen langen Hiatus abgeteilten Würm-Sedimenten eine ganze Schichtengruppe von lößartigen Lehmen und begrabenen Böden mit Schuttbildung. In ihrem Untergrund liegt an der Basis einer bunten Schichtengruppe ein Komplex von lockeren Sintern mit einer feuchtigkeitsliebenden, typischen interglazialen Waldmolluskenfauna, welche die Leitarten *Helicigona čapeki* Pbk, *Soósia diodonta* Fér. und *Perforatella dibothryon* Kim. und gleichzeitig überaus zahlreiche Knochen kleiner pleistozäner Nager *(Mimomys, Pliomys)* enthält. Da sich die Schicht mit Resten von *Epimachairodus* und *Rhinoceros etruscus* eindeutig im Hangenden dieser interglazialen Lage befindet, muß diese Warmzeit als Günz/Mindel im Sinne des heute geläufig verwendeten Systems angesehen werden. Die Schichtengruppe im Hangenden des Interglazials ist mannigfach von verlehmten und lößhaltigen Schichten abgeteilt, was deutlich für die Gültigkeit des polyglazialistischen Systems auch im älteren Pleistozän spricht; allerdings ist die nähere Interpretation dieser Schichten gegenwärtig noch nicht hinreichend belegt. Der Hiatus zwischen alten und jungen Schichten ist in diesem Profil durch einen tiefen Einbruch und Schichteneinsturz charakterisiert; er gehört gleichfalls in die ältere Würmeiszeit und dürfte wahrscheinlich der erwähnten Periode der Höhlenausräumung entsprechen. Die Taschen mit altpleistozänen Ablagerungen sind nicht ausschließlich auf Karstgebiete beschränkt, sondern kommen auch in kalkhaltigen Kreidesedimenten der Flutfazies zwischen den Felsen der Lyditsteine nördlich von Prag vor; hierher gehört z. B. die Tasche bei Přezletice, aus der *Trogontherium*-Funde mit der entsprechenden Begleitfauna stammen (Zázvorka 1938; Záruba & Roth 1946).

Gehängesedimente

Den Gehängesedimenten wurde bisher hauptsächlich in den Kalksteinterrains Aufmerksamkeit gewidmet, wo reiche paläolontologische, besonders malakozoologische Funde zu erwarten sind. Die Ablagerungen an den Hängen weisen eine ähnliche Entwicklung auf wie jene in den Höhleneingängen, an die sie auch unmittelbar anknüpfen. Andererseits kann ihr Verhältnis zu den Lössen und stellenweise auch zu den Terrassen verfolgt werden. Die pleistozänen fossilienführenden Gehängesedimente sind nur an wenigen Orten in größerem Ausmaß erhalten und bilden in den Lößprofilen untergeordnete Lagen (versetzte begrabene Böden, Schuttbildungen, Ausfüllung von Erosionsrinnen im Löß). Eine Erwähnung verdient die Schicht des mit Lehm ausgefüllten Gehängeschutts am Berg „Stránská skála" bei Brünn, die eine reiche interglaziale Malakofauna von erweislich altpleistozänem Alter enthält *(Helicigona čapeki* Pbk., *Helicigona banatica* Rossm., *Soósia diodonta* Fér.).

Eine größere Bedeutung haben die Profile mit Gehängesedimenten (z. B. Abb. 16) für die stratigraphische und paläogeographische Erkenntnis des Holozäns, und zwar vor allem in solchen Gebieten, wo keine Moore, Torfe oder Seesedimente vorkommen. An einigen Orten mit intensiver Ablagerung von Hangmaterial können holozäne Schichten in Mächtigkeiten von einigen Metern (3—5 m) verfolgt werden. Eingehend wurden solche Profile im Böhmischen Karst untersucht und folgende Ergebnisse gewonnen. Das Holozän beginnt gewöhnlich mit gelbbraunen oder gelbgrauen, wenig humosen und kalkdurchsetzten Lehmen im Liegenden neolithischer Schichten mit einer reichen und ziemlich feuchtigkeitsliebenden Waldfauna (Leitart *Discus ruderatus* Fér.), wie wir sie bereits bei Beschreibung der Höhlensedimente erwähnt haben. Es folgen dann braune bis dunkelgraue, humosere Schichten mit neolithischen bis bronzezeitlichen Funden; die Leitarten der *Ruderatus*-Fauna treten zurück, und es erscheint eine Reihe xerothermer Elemente, wie z. B. *Cepaea vindobonensis* (Fér.); bei den Waldarten ist das Auftreten von *Helicodonta obvoluta* (Müll.) charakteristisch. Diese Schichten gehören zweifellos der warmen, trockenen subborealen Periode an, während die wenig

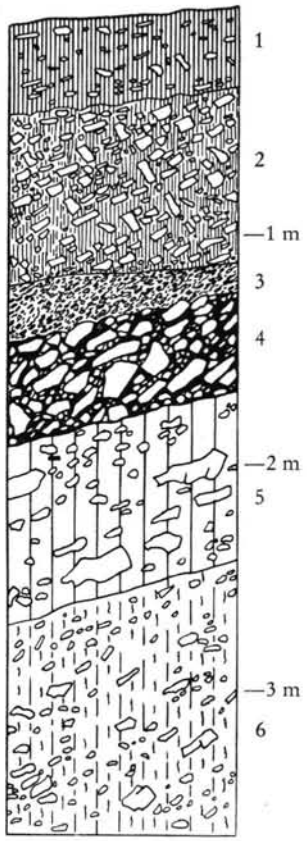


Abb. 16

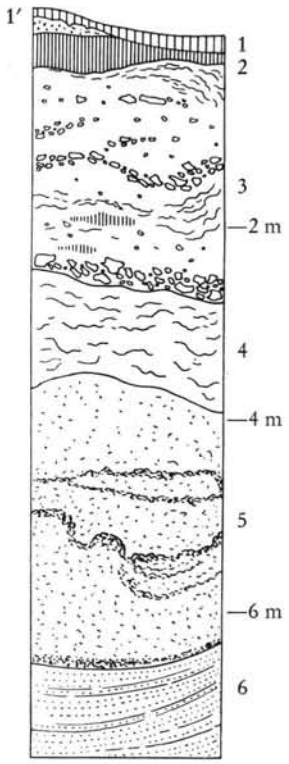


Abb. 17

Abb. 16. Ausschnitt aus dem Profil der Gehängeablagerungen bei Velká Chuchle im Böhmischen Karst. - 1-3 dunkelgraue humose Lehme mit rezenter Molluskenfauna offener Flächen (Subrezent), 4 grober Schutt mit schwarzer Ausfüllung und sehr reicher Waldfauna (Subatlantikum), liegt diskordant auf den liegenden lichten Lehmen, 5-6 bräunliche wenig humose stark kalkige Lehme mit Schutt (untere Schicht mit reicher Ruderatus-Fauna, beide Schichten entsprechen dem Atlantikum).

Abb. 17. Ausschnitt aus dem holozänen Travertinprofil von Háj im Südslowakischen Karst. - 1-2 Rendsina-Schichten mit Travertinzwischenlage (1'), 3 mächtiger Travertinkomplex mit Schuttströmen und lehmigen Linsen mit Hallstattkeramik (Zeit der letzten großen Schuttbildung im Subatlantikum), 4-5 halbfeste Travertine und grober Travertinsand mit Waldfauna (*Discus rotundatus* MÜLL.), 6 feiner Travertinsand mit altholozäner Ruderatus-Fauna.

humose Schichtengruppe im Liegenden mit einer Ruderatus-Fauna zum Großteil in die atlantische Periode gehört. Über dem subborealen Horizont ruht gewöhnlich ein ± grober Schutt mit humoser, wenig festgelagerter Ausfüllung, der diskordant zum Liegenden geschichtet und mehr oder weniger abgetragen ist. Zwischen den Steinen dieser Schuttbildungen wurden im Böhmischen Karst sehr artenreiche Molluskenfaunen von reinem Waldcharakter festgestellt, die aber zum Unterschied von der erwähnten Ruderatus-Assoziationen des älteren Holozäns rezente Merkmale aufweisen und sich den gegenwärtigen Wald-Malakozönosen in der Umgebung nähern. Bemerkenswert ist, daß sich diese Faunen auch an solchen Stellen vorfinden, die gegenwärtig den Charakter einer waldlosen Felssteppe aufweisen. Daraus kann geschlossen werden, daß der Wald zur Zeit der Schuttbildung eine weitaus größere Fläche als heute bedeckte und auch

solche Stellen umfaßte, die jetzt (oft auch in der subborealen Periode) für den Wald ungeeignet sind. Im Hangenden dieses Schutts liegen dann mehr oder weniger humose Lehmschichten, deren paläontologischer Inhalt völlig den rezenten Verhältnissen in der näheren Umgebung entspricht (vgl. Ložek 1950; Ložek & Kukla 1956).

Vom Standpunkt der Quartär-Sedimentation sind die erwähnten Schutte von ziemlicher Bedeutung, da sie die jüngste Phase der Schuttbildung und gleichzeitig die mächtigste Schuttakkumulation im Holozän vorstellen. Beim Eingang in die „Propadlá"-Höhle unweit von Karlštejn wurden im Profil einer Schuttschicht mit typischer Waldmollusken-Fauna latènezeitliche, an der Basis auch Hallstätter Funde festgestellt. Im Hangenden ruhte eine wenig humose Lage mit slawischen Funden und Steppenfauna, im Liegenden bräunlicher Lehm mit neolithischen Funden und einer Steppenfauna, deren Charakter von der rezenten oder subrezenten Fauna in der ebenfalls steppenartigen Umgebung etwas abweicht. Damit ist die Schuttbildung in die subatlantische Periode datiert, also in einen Zeitraum mit verschlechterten klimatischen Bedingungen, für die G. Smolla (1954), der sich mit ihrer eingehenden Analyse befaßt, die Bezeichnung „Klimasturz" anzuwenden sich nicht scheute. Diese Periode der mächtigen Abspülung und gleichzeitigen Schuttbildung sowie Talzuschüttungen begann verhältnismäßig plötzlich in der Hallstätter Zeit und beeinflußte sichtlich stark die urzeitliche landwirtschaftliche Besiedlung (Abb. 17). Die offenen Flächen wurden an vielen Stellen vom Wald verdrängt und die Steppenelemente wichen überall zurück. Es ist interessant, daß diese Erscheinung im Karpathengebiet bedeutend weniger ausgeprägt ist, wo sich im Gegenteil eine mächtige Entwaldung (Südslowakischer Karst) und eine Entfaltung der Steppenbiozönosen bemerkbar macht, die den rezenten Biozönosen ähnlich sind (Ložek 1952; Ložek & Prošek 1956). Die letzten Forschungsarbeiten in der Großen Jasover Höhle im Südslowakischen Karst haben gezeigt, daß in der Hallstätter Zeit die feuchtigkeitsliebenden submontanen Weichtiere stärker vertreten waren, gleichzeitig aber Steppenelemente erschienen. Dieser Widerspruch kann damit erklärt werden, daß in der Zeit der subatlantischen Feuchtigkeitszunahme, welche die Ausbreitung submontaner Waldtypen förderte, eine mächtige Entfaltung der menschlichen Besiedlung erfolgte. Die dadurch im karstigen Terrain hervorgerufene Entwaldung großer Flächen ermöglichte die Ausbreitung xerothermer Elemente auch in dieser verhältnismäßig ungünstigen Periode. Diese Erkenntnisse beweisen gleichzeitig, daß der Mensch schon damals in Naturverhältnisse einzugreifen verstand und daß mit seiner Tätigkeit auch bei Untersuchung der Floren- und Faunenmigration gerechnet werden muß.

Fassen wir nun die beim Studium der holozänen Gehängesedimente gewonnenen Erfahrungen zusammen, so können einige typische Merkmale von allgemeiner Bedeutung festgestellt werden. Dem älteren Holozän entsprechen gesetzte, stark kalkhaltige und meistens schwach humose Sedimente von gelbbrauner bis gräulicher Farbe mit einer reichen Waldmollusken-Fauna (Leitelement *Discus ruderatus* (Fér.), die sich von den späteren oder rezenten Assoziationen unterscheidet. Auch in der Säugerfauna erscheinen noch einige heute bei uns bereits ausgestorbene Arten *(Microtus gregalis* Pall.). Die Waldassoziationen der Ruderatus-Fauna werden dann von einer trockenliebenderen bis steppenartigen Fauna abgelöst, die mit dem jüngeren Neolithikum gleichzeitig ist und sich bis zum Beginn der Hallstätter Periode erhält. Die allerdings weniger kalkigen und humosen Schichten aus dieser Zeit sind entweder dem Liegenden ähnlich oder — besonders auf offenen Flächen — bereits dunkel und stark humos. Nach der allgemein übernommenen Parallelisierung entsprechen sie der trockenen subborealen Periode, während das Liegende mit der Ruderatus-Fauna in das feuchte Atlantikum fällt. Auf den beschriebenen Schichten ruht, durch eine markante Grenze abgetrennt, eine Schuttlage mit ausgeprägter Waldfauna von jüngerem Charakter, die späte hallstatt- und latènezeitliche Denkmäler beherbergt. Sie entspricht der subatlantischen Periode und bestätigt das Feuchterwerden des Klimas, eine intensive Abspülungstätig-

keit und neuerliche Ausbreitung des Waldes auf Kosten offener Flächen. Die Schichtenfolge wird von subrezenten Lagen mit rezenter Fauna (Leitart *Helicella candicans* (L. PFR.) und weitaus geringerem Schuttgehalt abgeschlossen.

Die Entwicklung der Gehängeablagerungen und ihr paläontologischer Inhalt bestätigen also, in Übereinstimmung mit dem Schema von BLYTT & SERNANDER, eine Veränderung des Klimas im Holozän. Hervorzuheben ist der hohe $CaCO_3$-Gehalt, der Mangel an Humus und der besondere Charakter der Fauna in den atlantischen Schichten, sowie die mächtige Abspülungstätigkeit und die mit ihr zusammenhängende Bildung von Schutt und Auelehmen in der subatlantischen Periode.

Moore und limnische Sedimente

Die Moore auf tschechoslowakischem Gebiet wurden besonders in Böhmen und Mähren einer sehr intensiven Durchforschung unterzogen, deren Ergebnisse in stratigraphischer Hinsicht FIRBAS (1949, 1952) in seiner bekannten Monographie zusammengefaßt hat. Wir wenden daher unsere Aufmerksamkeit vor allem den Sedimentationen in Seen und den mit ihnen oft eng verbundenen Flachmoorbildungen zu.

Abgesehen von den glazilakustrischen Ablagerungen im nördlichen Grenzgebiet (Ostrau), sind bei uns bisher nur wenige Stellen bekannt, wo limnische pleistozäne Ablagerungen auftreten. An einigen Orten wurden kleine, flache, von pleistozänen Mergeln ausgefüllte Becken mit artenreicher Molluskenfauna festgestellt. Hierher gehören zwei Lokalitäten im Elbegebiet unweit von Prag, wo der Mergel nicht sehr große Vertiefungen auf zerklüfteten Kieselschieferrücken ausfüllt. Die Fundstelle bei Přezletice (ZÁZVORKA 1938; ZÁRUBA & ROTH 1946) liegt ungefähr im Niveau der I. Terrassengruppe und ist von einem Schichtkomplex aus Löß, Schutt und einem an Terra rossa erinnernden begrabenen Boden bedeckt. Die Molluskenfauna ist schlecht erhalten und besteht meistens aus Wasserarten, wie *Planorbarius corneus* (L.), *Planorbis planorbis* (L.), *Valvata cristata* MÜLL., *Armiger crista* (L.) usw., welche die Assoziation der bewachsenen stehenden Wässer bilden. Funde altpleistozäner Wirbeltiere *(Mimomys)* zeigen, daß es sich hier um Ablagerungen einer altpleistozänen Periode, am wahrscheinlichsten des Günz/Mindel-Interglazials handelt, dem auch die Höhenlage gut entsprechen dürfte.

Einen ähnlichen Charakter weist die kleine Lagerstätte von pleistozänem Mergel in Lobkovice a. d. Elbe auf (ŽEBERA & LOŽEK 1954a), die außer Wasserarten auch eine reiche Waldmollusken-Fauna mit dem interglazialen Leitelement *Helicigona banatica* (Ross.), sowie Eichen- und Haselpollen enthält. Hier wird der Mergel nur von Flugsanden bedeckt (die ganze Schichtgruppe ist durch Kryoturbation gestört) und liegt unter dem Niveau der höchsten Terrasse der III. Gruppe, kann also nicht älter als aus der Riß-Eiszeit sein. Die angeführten Daten lassen die Einreihung dieser Lokalität in das letzte, das Riß/Würm-Interglazial, gerechtfertigt erscheinen. Ihre Bedeutung braucht nicht besonders betont werden, da sie mit Ausnahme der Corbicula-Terrasse in Čílec und der bereits erwähnten Lagerstätte bei Přezletice die einzige bisher bekannte warmzeitliche Fundstelle ist, die zu den Terrassen der Elbe auf böhmischem Gebiet in unmittelbarem Zusammenhang steht.

Eine andere ähnliche Lagerstätte pleistozäner Mergel breitet sich im Hangenden der Suchdol-Terrasse (L b) am Osthang des Kieselschieferrückens „Kozí hřbety" zu beiden Seiten des Ůněticer Tales nördlich von Prag aus. Diese Fundstelle übertrifft an Flächenausdehnung beide vorerwähnte Lokalitäten und ergab eine reiche Molluskenfauna, selten auch Pollen *(Juglans?)*. Die hier festgestellte Malakozönose weist in ihrem terrestrischen Bestand einen ausgesprochen interglazialen Charakter auf, der durch den Fund der ausgestorbenen und für die alten Interglaziale besonders bezeichnenden Schneckenart *Helicigona čapeki* PBK. unterstrichen wird. Diese bedeutsame, vermutlich

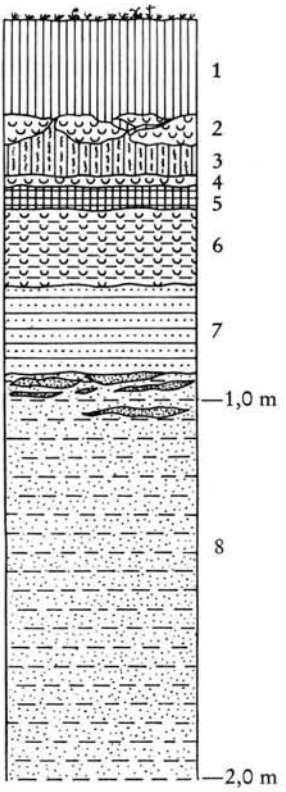


Abb. 18. Profil des Seekreidebekkens bei Liblice (innerböhmisches Elbegebiet). - 1 schwarzer stark kalkhaltiger Lehm (Verlandung), 2-5 Komplex von Seekreiden und moorigen Schichten mit altholozäner Sumpffauna, 6-7 tonige Seekreide und sandiger Mergel mit rein limnischen Molluskenfauna des Spätglazials, 8 steriler sandiger Mergel

einem altpleistozänen Interglazial angehörende Fundstelle wird gegenwärtig neuerlich durchforscht und kann wahrscheinlich in die klassischen interglazialen Lokalitäten Böhmens eingereiht werden (vgl. Ložek 1955b, S. 509).

Ähnliche Ablagerungen wurden in Böhmen auch an anderen Orten (Dobroměřice bei Louny), seltener in Mähren (Předmostí bei Přerov) festgestellt. In der Slowakei sind sie mit Ausnahme der Sumpflösse bisher unbekannt, die aber von anderer Sedimentationsart sind und in den Rahmen der Lößbildung gehören. Ihre zusammenfassende Bearbeitung fehlt bisher, und erst in der neueren Zeit wird ihnen eine größere Aufmerksamkeit gewidmet.

Eine größere Zahl von Lokalitäten mit See- und Moorsedimenten stammt aus dem Ende des Pleistozäns und aus dem Holozän, besonders Altholozän. Sie sind im Elbegebiet zwischen Hradec Králové und Mělník konzentriert und durchwegs seichte Becken, meistens im Bereich der Niederterrassen der Elbe (Abb. 18). Von Flugsanden abgedämmt, enthalten sie gewöhnlich an der Sohle ausgeschwemmten Feinsand, der in graugelbe, grüngraue bis weißliche ± sandige Mergel und unreine (tonige) Süßwasserkreiden übergeht; darüber ruhen mächtigere Schichtgruppen von Gyttjen und Süßwasserkreiden, oft mit Moorlagen. Die Schichtenfolge der limnischen Ablagerungen wird von Flachmooren abgeschlossen, die sich zur Zeit der Verlandung der Sümpfe und seichten Wasserbecken gebildet hatten. An Stellen, wo später der Grundwasserspiegel gesunken war, ist das Moor zersetzt. In den basalen Mergeln und unreinen Kreiden, die nach den pollenanalysischen Studien von Losert (1940 a, b) dem Spätglazial entsprechen, wurde eine

sehr charakteristische Weichtierfauna (vgl. SCHMIERER 1947) mit den Leitelementen *Valvata piscinalis alpestris* KÜST., *Gyraulus acronicus* (FÉR.) und ungewöhnlich zahlreichen Vertretern der Gattung *Pisidium* mit den bezeichnenden Arten *P. hibernicum* WEST., *P. lilljeborgi* CLESSIN und *P. obtusale lapponicum* CLESS. gesammelt. Diese zum ersten Male von LOSERT (1940b) in Hrabanov bei Lysá n. L. beschriebene und neuerlich bei L i b l i c e in der Nähe von Mělník festgestellte Fauna (LOŽEK 1955b) unterscheidet sich auffallend von allen rezenten Faunen in der weiten Umgebung und ist durch den völligen Mangel an terrestrischen Arten charakterisiert. Die Pollenanalyse weist auf eine an Hölzern (Birke, Kiefer) arme und offene Steppe *(Artemisia)* hin.

Die reinen Süßwasserkreiden mit Gyttjenlagen, besonders an der Basis, erreichen stellenweise Mächtigkeiten von mehr als 5 m (Byšice, Měl. Vrutice) und enthalten eine unterschiedliche Molluskenfauna mit den Leitarten *Bithynia tentaculata* (L.), *Valvata cristata* MÜLL., *Planorbis carinatus* MÜLL., *Lymnaea peregra ovata* DRAP., *Physa fontinalis* (L.), welche die Assoziation der seichten, aber ständig klaren Wässer bilden. Hier kommt auch das stark vertretene Landelement mit den Leitarten *Vertigo moulinsiana* (DUPUY) und *V. genesii* (GRD.) hinzu, die heute in Böhmen bereits ausgestorben sind. Diese Malakozönosen unterscheiden sich soziologisch scharf von den rezenten Assoziationen in der Umgebung. Die Schichtenfolge beschließt das Flachmoor, das sowohl Wasser- als auch Landarten enthält und sich in vielen Hinsichten von der Seekreide im Liegenden unterscheidet. Die reinen Süßwasserkreiden entsprechen zeitlich wahrscheinlich dem ältesten Holozän, also der präborealen bis borealen Periode, während sich die Flachmoore anscheinend im Verlaufe der atlantischen Periode gebildet haben (vgl. LOŽEK 1953). Einige andere Lagerstätten, z. B. bei Měnany, Bykoš, Liten und Suchomasty im Böhmischen Karst, bei Chýně westlich von Prag usw., wo die unreine Süßwasserkreide eine Mächtigkeit bis zu 12 m erreicht (Měnany), scheinen etwas jüngeren Datums zu sein.

Die böhmischen Flachmoorbildungen und Süßwasserkreiden sind bisher nur unzureichend bearbeitet, so daß ihre Stratigraphie hier nur in den gröbsten Rissen angedeutet werden kann. Es ist jedoch anzunehmen, daß die böhmischen limnischen Sedimente und Moorbildungen zu der Erkenntnis des mitteleuropäischen Holozäns und Spätglazials einen wesentlichen Beitrag leisten werden, sobald eine größere Anzahl von paläobotanisch und malakozoologisch in enger Korrelation verarbeiteten Profilen zur Verfügung stehen wird (vgl. FAVRE & JAYET 1950).

In Mähren und in der Slowakei sind ähnliche Lokalitäten bedeutend schwächer vertreten, und besonders die Süßwasserkreiden sind hier bisher fast völlig unbekannt. Eine Erwähnung verdienen die Moorbildungen bei Olmütz (SALASCHEK 1935, PUCHMAJEROVÁ 1947) und der bekannte Sumpf „Šur" bei Svatý Jur unweit von Bratislava (KINTZLER 1936), deren basale Lagen sichtlich dem Ende des Spätglazials angehören. Große Kalkmoore mit reicher Molluskenfauna liegen bei Hrhov im Südslowakischen Karst.

Chronologische Übersicht des tschechoslowakischen Quartärs

Im Schlußkapitel soll in chronologischer Reihenfolge eine charakteristische Beschreibung der einzelnen Zeitabschnitte des Quartärs und ihrer Naturverhältnisse gebracht werden, wie sie in der Sedimentationsart, Fauna, Flora und in der Entwicklung menschlicher Kulturen in Erscheinung treten. Grundlagen dieser Übersicht sind ausschließlich beglaubigte Funde aus dem tschechoslowakischen Gebiet.

Die Grenze von Pliozän und Pleistozän

An die Grenze von Pliozän und Pleistozän fallen die Hochterrassen der mittelböhmischen Flüsse, die ZÁRUBA (1943) als Gruppe der Lysolaje-Terrassen bezeichnet und

mit den Schottern der Stadien des Donau-Glazials in der Auffassung von Eberl parallelisiert. Ferner gehören hierher die bunten Tone in den Karsthöhlen, die älteste Phase der Bildung von Höhlensintern, im Karpathengebiet schließlich einige Travertinvorkommen bei Mineralquellen, von denen Dreveník in der Zips am bekanntesten ist. Paläontologische Funde sind sehr selten. In Böhmen gehört hierher vielleicht die Molluskenfauna der hellgrauen mergeligen Gehängebildung im Liegenden des Komplexes der I. Terrasse des Beraun-Flusses bei Tetín. Da diese Terrasse wahrscheinlich der Günz-Eiszeit entspricht, könnte die erwähnte Fauna mit der Leitart *Triptychia sp.* dem Donau/Günz-Interglazial zugesprochen werden, doch ist ein höheres Alter viel wahrscheinlicher [8]). Eine sehr bedeutende und in diesen Zeitabschnitt einzuweisende Fundstelle von Wirbeltieren ist die vulkanische Serie bei Hajnáčka in der Südslowakei, die auf Grund neuer Funde gleichfalls in den Beginn des Quartärs einzureihen ist. Eine nähere stratigraphische Einordnung dieser Funde kann vorläufig nicht erfolgen, doch ist als sicher anzunehmen, daß sie nicht jünger als der Beginn der Günz-Eiszeit sind und an die plio-pleistozäne Grenze, am ehesten in den Abschnitt des Donau-Glazials, gegebenenfalls unmittelbar in das Jungpliozän gehören. Die angeführten Funde unterscheiden sich scharf von allen späteren Floren und Faunen und weisen auf ein sehr warmes Klima von Mediterrancharakter hin.

Das Altpleistozän

Als Altpleistozän wird jener Zeitraum bezeichnet, der die Günz- und Mindel-Eiszeit mit den Interstadialen und dem entsprechenden Interglazial umfaßt. Charakterisiert wird das Altpleistozän durch Wirbeltiergattungen, wie *Trogontherium, Mimomys, Dolomys, Xenocyon, Epimachairodus,* ferner *Elephas trogontherii* und *Rhinoceros etruscus,* die zur zweiten Faunenwelle nach Kretzoi (1953) gehören. Mehrere Fundstellen aus dieser Zeit liegen größtenteils in den Ausfüllungen von Karsthöhlen (Taschen und Schlote) oder in den Kieselschieferklüften.

Am eingehendsten wurden bisher die alten Höhlenausfüllungen von „Zlatý kůn" bei Koněprusy im Böhmischen Karst (Abb. 15) durchforscht, besonders die als Karsttasche (eigentlich Höhle) C 718 bezeichnete Lokalität. In dieser Tasche oder treffender Einsturzhöhle ist eine mächtige interglaziale Schichtengruppe entwickelt, die von hellen lockeren Sintern, Lagen rötlicher bis dunkelbrauner Böden und Grus gebildet wird. Sie enthält eine Menge von Wirbeltierresten *(Mimomys,* zahlreiche Schildkröten) und eine Weichtierfauna *(Helicigona čapeki* Pbk., *Perforatella dibothryon* Kim., *Aegopis verticillus* Fér., *Aegopinella ressmanni* West. usw.), die auf ein sehr warmes, mittelfeuchtes Klima hinweist. Im Hangenden dieses interglazialen Komplexes liegen einige Schichten von lößartigen Lehmen und lehmigen Schuttlagen, die durch humose Lagen voneinander getrennt sind, in welchen ebenfalls altpleistozäne Elemente, besonders *Epimachairodus, Xenocyon* und *Elephas trogontherii* festgestellt wurden. Diese Schichten entsprechen sichtlich den verschiedenen Schwankungen der Mindel-Eiszeit, während die darunter liegende interglaziale Schichtengruppe allen Kriterien nach in das Günz/Mindel-Interglazial eingereiht werden kann. Es muß betont werden, daß sich im Hangenden dieser altquartären Schichtengruppe jungpleistozäne Lösse mit Schuttbeimengungen befinden, die dem Altpleistozän diskordant aufgelagert sind und von ihm durch eine Periode mächtig wirkender Abtragungskräfte und des Einsturzes von Höhlensedimente in tiefere Stockwerke getrennt werden.

Ähnliche malakozoologische und osteologische Funde sind aus dem Höhleninhalt im Hauptdom der Höhlen von Koněprusy, aus Chlum bei Srbsko, Stránská skála bei Brünn und Gombasek im Südslowakischen Karst bekannt. Die Taschen im Kieselschieferhärt-

[8]) In den Travertinen des Dreveník wurde eine Flora von pliozänem Charakter festgestellt (Nemejc 1944).

ling bei Přezletice (bei Brandýs n. L.) erbrachten hauptsächlich osteologisches Material (Zázvorka 1938). In das Altpleistozän gehören wahrscheinlich auch die in den pleistozänen Mergeln bei Únětice und in den altpleistozänen Travertinen nördlich von der Burg in Bojnice an der oberen Neutra festgestellten Weichtierfaunen. Von den Terrassenfunden gehört in diese Zeit der in der Hochterrasse bei Stříbrník im Böhmischen Mittelgebirge gefundene Backenzahn von *Elephas trogontherii* (Liebus 1929).

Das Altpleistozän ist besonders charakterisiert durch typische Wirbeltierfaunen mit einer ganzen Reihe ausgestorbener Gattungen und Arten, die bereits angeführt wurden. Es sind hier sowohl interglaziale feuchtigkeitsliebende Waldarten als auch trockenliebende Steppenarten vertreten, die in kalte Schwankungen einzureihen sind; kalte Arten sind verhältnismäßig selten (Lemming in der Tasche C718). Die Weichtierfauna ist ökologisch ähnlich, besitzt aber bedeutend weniger heute ausgestorbene Arten und ähnelt im allgemeinen der rezenten Fauna. Von den bezeichnenden Arten kann das interglaziale Element *Helicigona čapeki* (Pbk.), wahrscheinlich eine altpleistozäne Leitart, angeführt werden. Die Fauna der warmen Perioden besitzt einen sehr warmen Mediterrancharakter, die Fauna der kalten Schwankungen ist rahmenmäßig steppenartig; die aus dem Jungpleistozän häufig bekannten, wirklich kalten Tundrenassoziationen wurden bisher überhaupt nicht festgestellt. In der zuverlässig nachgewiesenen altpleistozänen Schichtengruppe der Karsttasche C718 bei Koněprusy kann deutlich eine Wechsellagerung von Lössen und begrabenen Böden bemerkt werden, die sichtlich mit den klimatischen Schwankungen während der Mindel-Eiszeit zusammenhängt und die Richtigkeit der polyglazialistischen Anschauung auch für diesen alten Zeitraum bestätigt. Beweiskräftige archäologische Funde aus unserem Altpleistozän liegen bisher nicht vor.

Das Mittelpleistozän

Unter diesem Begriff wird das große Mindel/Riß-Interglazial und die ganze Riß-Eiszeit zusammengefaßt. Hierher wäre geeigneterweise auch die Periode der letzten „Antiquus-Fauna", also das Riß/Würm-Interglazial, einzureihen, dem jedoch in Anbetracht seiner hervorragenden Stellung ein selbständiges Kapitel gewidmet wird.

Nach den bisherigen Erfahrungen bilden bei uns Funde aus dem Mindel/Riß-Interglazial eine Seltenheit. An das Ende dieses Interglazials gehört sichtlich die auf Seite erwähnte Elbe-Terrasse mit *Corbicula fluminalis* Müll. in Čílec bei Nymburk. Die Begleitfauna weist einen ziemlich warmen, teilweise steppenartigen Charakter auf. Ein zweiter Fund ist aus der Ziegelei in Letky an der Moldau (vgl. Seite 47) bekannt, wo im unmittelbaren Liegenden der stark degradierten Schwarzerde an der Oberfläche des 7. Lösses die Arten *Helix pomatia* L., *Fruticicola fruticum* Müll. und zahlreiche Körner von *Celtis sp.* gesammelt wurden. Dieser letztere Fund beweist eindeutig das sehr warme Submediterranklima dieser Epoche. An der Oberfläche der erwähnten Schwarzerde kommen zahlreiche Holzkohlen vor, die unter anderem als Buche *(Fagus silvatica* L.) bestimmt werden konnten; an derselben Stelle lag auch ein massiver Quarzitabschlag von Clactoncharakter. Geologisch gut erfaßt wurde das Mindel/Riß-Interglazial in Sedlec bei Prag (vgl. Seite 45), wo ihm zwei Lagen mächtiger begrabener Schwarzerden entsprechen, die durch reinen Löß voneinander abgetrennt sind. Diese Lößlage scheint eindeutig die Existenz einer kalten Schwankung im Verlauf des Mindel/Riß-Interglazials zu bestätigen, die von Soergel als Präriß bezeichnet wird und auch in dem neu berechneten Verlauf der solaren Strahlungskurve nach Milankovitch (Woerkom 1953) deutlich in Erscheinung tritt. Auch wenn bei uns vorläufig ein auffallender Mangel an fossilienführenden Sedimenten aus dem Mindel/Riß-Interglazial besteht, so kann dennoch gesagt werden, daß dieses Interglazial sehr lang andauerte und eine typische Fauna und Flora aufzuweisen hatte. Hier erscheint auch zum ersten Male die

in den Schichten erfaßte altpaläolithische Besiedlung (Artefakte von Clacton-Charakter in Letky).

Über den Verlauf der Riß-Vereisung wurde bereits bei Beschreibung des Profils von Sedlec (Seite 45) gesprochen, und es ist nur noch hinzuzufügen, daß die paläontologischen Funde einen ähnlichen Charakter aufweisen wie in der älteren Würm-Eiszeit. In den Lössen erscheinen bezeichnende Lößfaunen (*Helicella striata* Müll., *Succinea oblonga* Drap., *Vallonia tenuilabris* Al. Br., verschiedene Arten der Gattung *Pupilla* usw.) mit einer geringen Vertretung wirklich kalter Typen. Als Seltenheit tritt in der Riß-Eiszeit zum ersten Male die sog. *Columella*-Fauna mit der Leitart *Columella edentula columella* Mart. auf, die von einer Reihe kaltliebender Arten begleitet ist. Ein solcher Fund wurde aber vorläufig nur an einer einzigen Lokalität gemacht, woraus zu schließen ist, daß durch eine längere Zeit hindurch keine günstigen Bedingungen für die Entfaltung ausgeprägt kaltliebender (arktoalpiner bzw. subarkto-subalpiner) Biozönosen vorhanden waren. Leider besteht ein großer Mangel an nachweisbar rißeiszeitlichen Ablagerungen mit gut erhaltenen Faunen- und Florenresten, so daß sich unsere Vorstellungen nur von Funden in Lössen ableiten. Sie lassen erkennen, daß in der Riß-Eiszeit bereits eine wesentliche Abkühlung eintrat, die — wenigstens vom paläozoologischen Gesichtspunkt aus — bei weitem stärker war als in allen vorangegangenen Zeiten, aber nicht den Umfang und die Wirkung erreichte wie die Abkühlung in der zweiten Hälfte der Würm-Eiszeit. Während der Lößphasen breitete sich bei uns eine ± kalte Steppe aus; die kalten Schwankungen wurden von einer wärmeren (fast der Gegenwart entsprechenden) und einer sehr schwachen Schwankung abgeteilt, die wir als Interstadiale Riß 1/2 und Riß 2/3 bezeichnen. Auch aus den rißeiszeitlichen Schichten sind bereits altpaläolithische Artefakte bekannt, die beweiskräftig in Sedlec bei Prag im Löß R 1 und in Modřice bei Brünn (Pelíšek 1949; wahrscheinlich R 3) erfaßt wurden.

Im allgemeinen scheint die Riß-Eiszeit faunistisch und klimatisch der älteren Hälfte der Würm-Eiszeit sehr nahe zu kommen, von der sie in paläontologischer Hinsicht nur schwer zu unterscheiden ist. Entscheidend ist entweder die gesamte geologische Situation oder die Anwesenheit nachweislicher Schichten des letzten Interglazials (R/W) im Hangenden.

Das Riß/Würm-Interglazial

Auf tschechoslowakischem Gebiet stammt aus dieser Zeit eine Reihe von Lokalitäten, die auf Grund geologischer, paläontologischer und archäologischer Kriterien zuverlässig mit einigen klassischen Lokalitäten im Ausland, besonders mit den Travertinen in der Umgebung von Weimar, parallelisiert werden können. Dieser Zeitraum ist vor allem durch feuchte Waldfaunen charakterisiert, die ein um ungefähr 2°—3° C wärmeres Klima als in der Gegenwart beweisen und außerdem einige südliche, mehr oder weniger exotische Elemente enthalten, die in späteren Zeiträumen auf unserem Gebiet bereits nicht mehr vorkommen. Es sind dies die Weichtiere *Helicigona banatica* (Rossm.) und *Soósia diodonta* (Fér.), die gegenwärtig die Südkarpathen bewohnen, *Aegopinella ressmanni* (West.), heute an den Südabhängen der Alpen vorkommend, oder die völlig exotische *Gastrocopta theeli* (West.), welche gegenwärtig nur in Asien lebt. Von den Begleitarten ist ferner *Aegopis verticillus* (Fér.) und *Cepaea nemoralis* (L.) anzuführen. Diese durch einen ungeheueren Artenreichtum sich auszeichnende Weichtierfauna bildet eine vollkommene Analogie zu der Säugetierfauna des Riß/Würm-Interglazials mit den Leitarten *Elephas antiquus* Falc., *Rhinoceros mercki* Jäg., also der sog. „*Antiquus*-Fauna", und kann nach der für sie typischen Art *Helicigona banatica* (Rssm.) als „Banatica-Fauna" bezeichnet werden.

Das Riß/Würm-Interglazial kann kurz als letztes echtes Interglazial charakterisiert werden. Die Anwesenheit der oben angeführten Arten schließt mit Sicher-

heit eine jüngere Periode aus, auch wenn die Schichtenentwicklung an und für sich einen solchen Schluß nicht zuläßt. Schwieriger ist die Unterscheidung des Riß/Würm-Interglazials von den älteren Interglazialen, die jenem faunistisch sehr ähnlich sein können, besonders das Mindel/Riß-Interglazial (vgl. Osterode und Schwanebeck, WOLDSTEDT 1950). Eindeutig ist die Situation dort, wo die interglaziale (R/W-) Lage von drei Lößdecken überlagert ist und gleichzeitig im Hangenden der Terrassen IIIb oder IIIc liegt, welche der Riß-Eiszeit entsprechen und die Einreihung in ein älteres Interglazial sicher ausschließen. Solche Lagerungsverhältnisse sind in den Lößlokalitäten Jenerálka, Sedlec und Letky (LOŽEK 1955b) im Moldautal nördlich von Prag vorhanden, die somit zu Schlüsselpunkten für die stratigraphische Erkenntnis des böhmischen Quartärs werden. Auf ähnliche Weise wird ein höheres Alter im Elbegebiet bei Lobkovice ausgeschlossen. Die größte Bedeutung der tschechoslowakischen Lokalitäten des Riß/Würm-Interglazials besteht aber darin, daß hier die Lage des letzten Interglazials in Lößprofilen genau bestimmt wird, was im mitteleuropäischen Rahmen eine sehr seltene Erscheinung ist. Auch in Mähren und in der Slowakei wurden in Lößprofilen interglaziale Riß/Würm-Faunen gefunden, und zwar in Předmostí bei Přerov (LOŽEK 1956a) und in Zamarovce bei Trenčín (PROŠEK & LOŽEK 1955), wo zwar ein höheres Alter nicht so eindeutig ausgeschlossen werden kann wie bei den vier erwähnten böhmischen Lokalitäten, eine andere Einreihung als in das Riß/Würm-Interglazial aber äußerst unwahrscheinlich ist.

Paläolithische Artefakte, die rahmenmäßig einen Moustériencharakter aufweisen, wurden in Schichten des Riß/Würm-Interglazials in Sedlec bei Prag, in Lobkovice und in Banka bei Pieštany (hier allerdings ohne Leitfossilien) festgestellt. An dieser Stelle müssen weiter die Travertine in Gánovce erwähnt werden, wo ein Schädelausguß vom Neandertaler Typus und Quarzabschläge in Gesellschaft einer interglazialen Fauna und Flora mit der Leitart *Elephas antiquus* FALC. (siehe Seite 55) gefunden wurden.

Außer diesen Lokalitäten, deren Einreihung in das letzte, echte Interglazial entweder sicher belegt oder zumindest wahrscheinlich ist, gibt es auf unserem Staatsgebiet noch eine Reihe paläontologisch reichhaltiger Fundstellen, bei denen eine Zugehörigkeit zum Riß/Würm-Interglazial vermutet wird, so z. B. die Travertine beim Friedhof in Bojnice mit einer reichen Schneckenfauna und die Travertine in Hradiště pod Vrátnom in den Kleinen Karpathen, deren reicher Flora- und Faunengehalt bereits beschrieben wurde.

Die letzte Eiszeit (Würm)

Wie bereits im stratigraphischen Teil der Arbeit angeführt wurde, ist die letzte Eiszeit am besten im System der Terrassenstufen (Terrassen IVa, IVb und IVc des Moldau-Elbe-Systems) und der Lösse erfaßt, wo ihr die von einer mächtigen und von einer nur schwachen verlehmten Lage abgeteilten drei obersten Lößdecken entsprechen.

Die untere Lößdecke, welche dem Stadial Würm 1 in unserer Auffassung entspricht, enthält eine Steppenmollusken-Fauna von relativ wärmerer Art mit nur wenigen kalten Elementen. Die Leitart ist die Schnecke *Helicella striata* (MÜLL.), die von den Arten *Pupilla muscorum* (L.), *P. sterri* (VTH.) und *P. triplicata* (STUD.), *Vallonia costata* (MÜLL.) und der kälteliebenden *Vallonia tenuilabris* (A. BR.) begleitet ist. In diesen Zeitraum fällt bei uns das jüngere Moustérien (Bojnice; Abb. 19). Es scheint, daß dieses Stadial unter allen Würmstadialen das am wenigsten rauhe Klima aufwies. Der Löß W 1 ist an einigen Lokalitäten von einer schwach verlehmten Lage geteilt (Sedlec bei Prag, Dejvice, Moravany), was mit den in letzter Zeit von BRANDTNER (1954) in Österreich gemachten Beobachtungen übereinstimmt.

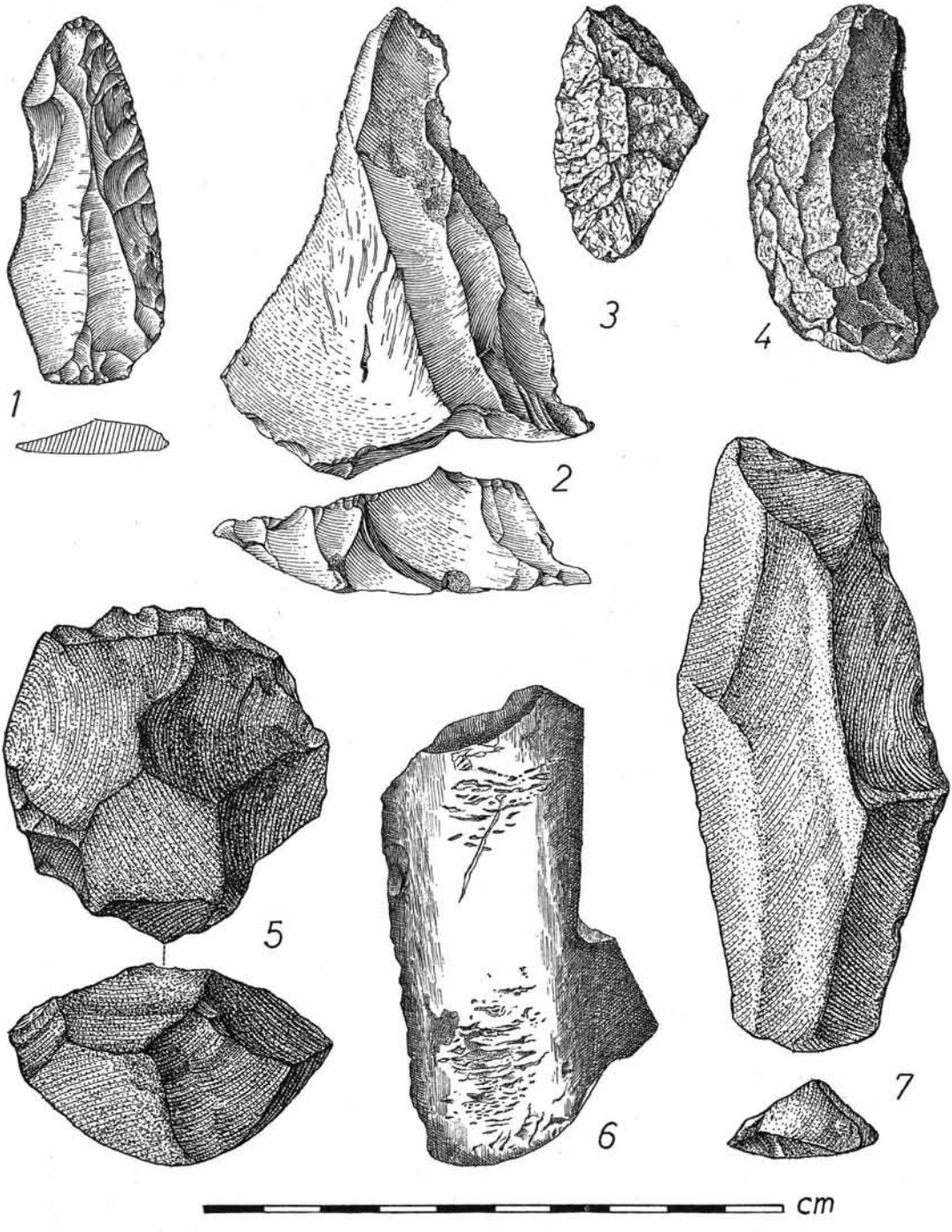


Abb. 19. Moustérien aus dem Altwürm der Prepoštská-Höhle in Bojnice (Mittelslowakei). 1, 3, 4 = Bogenschaber, 2 = Spitze, 5 = Diskus, 7 = Breitklinge, 6 = Knochen-Amboß.

Eine wichtige Periode innerhalb der Würm-Eiszeit ist das erste Interstadial W 1/2, dem ein völlig entwickelter Bodentyp, meistens schwach degradierte Schwarzerde, in humideren Gebieten (Waag-Tal) Braunerde entspricht. Diese auffallende Lage bildet den obersten, vollkommen entwickelten Bodentyp unserer Lößprofile, was oft zu der Annahme verleitet, daß es sich hier um eine interglaziale Lage handelt. Ihre Weichtierfauna unterscheidet sich aber sehr scharf von den Faunen des Riß/Würm-Interglazials (Sedlec bei Kutná Hora, Dejvice, Moravany, Ivanovce). Sie entspricht entweder dem Steppenelement der Lößfauna des Würm-Stadials 1 ohne kälteliebende und typische Lößarten (Gesellschaften *Helicella striata* (Müll.), *Chondrula tridens* (Müll.) oder enthält in feuchteren Gebieten dieselbe gemischte Fauna mit Elementen wärmerer Laubwälder *(Euomphalia strigella* [Drap.], *Monachoides vicina* [Rssm.], *Helix pomatia* L., *Cochlodina laminata* [Mtg.], *Clausilia pumila* C. Pfr. im Waag-Tal). Die Molluskenfauna weist bereits keine exotischen Arten auf und unterscheidet sich grundsätzlich fast überhaupt nicht von den holozänen und rezenten Beständen. Die Böden des Interstadials W 1/2 sind oft ± deutlich verdoppelt, was gleichfalls mit den Beobachtungen von Brandtner übereinstimmt.

Vom archäologischen Standpunkt sind diese Böden sehr bedeutungsvoll, da in ihnen zum ersten Male das Jung-Paläolithikum erscheint, das bei uns von den Kulturen des Szeletien (Zamarovce und Ivanovce im Waag-Tal) und des älteren Aurignacien (stratigraphisch am beweiskräftigsten in Barca bei Košice) repräsentiert wird (Prošek 1953).

Im allgemeinen kann für das Interstadial W 1/2 ein ziemlich lange andauerndes mildes Klima angenommen werden, dessen Temperatur vielleicht der Gegenwart entsprach, wahrscheinlich aber niedriger war. Den weitaus trockeneren Charakter dieser Schwankung, die sich durch eine bedeutend geringere Ausbreitung der Wälder auszeichnete als das Riß/Würm-Interglazial, beweist das zahlreiche Auftreten der Steppenart *Helicella striata* (Müll.), die in den Riß/Würm-Faunen zu den größten Seltenheiten gehört.

In der zeitgenössischen Literatur herrschen hinsichtlich dieses Zeitraumes widersprechende Ansichten, so daß die Parallelisierung dieser warmen Schwankung in den verschiedensten Teilen Mitteleuropas bisher nicht völlig geklärt ist. Unser Interstadial W 1/2 entspricht der letzten Warmzeit in der Auffassung von Narr (1951), dem 5. Interglazial nach Halicki (1950) und stimmt völlig mit der Auffassung von Brandtner (1949, 1950, 1954) und Krukowski (1939—48) überein. Die Existenz dieses Zeitraumes wird auch durch einige Beobachtungen im Gebiet der alpinen Vereisung bestätigt (Kraus 1955). Die angeführten Verhältnisse der Böden und Faunen zeigen, daß es sich um eine bedeutend längere und wärmere Periode handelt als etwa das heute verhältnismäßig gut bekannte Alleröd-Interstadial, und daß somit das Interstadial W 1/2 eines jener großen Interstadiale ist, zu denen das sogenannte Ohe-Interglazial (v. d. Brelie 1955) gehört und die oft mit den „echten" Interglazialzeiten verwechselt zu werden pflegen.

Der folgende Löß W 2 enthält eine Schneckenfauna von zweifachem Typus. Die basalen Lagen nähern sich faunistisch dem Inhalt des Lösses W 1, während in den Oberflächenlagen plötzlich eine ausgeprägte kalte, arktoalpine Fauna mit den Leitarten *Columella edentula columella* Mart., *Vertigo parcedentata* Sande., *Arianta arbustorum alpicola* Fér., *Pupilla loessica* Ložek und *P. muscorum densegyrata* Ložek erscheint. Diese Fauna erreicht ein eindeutiges Übergewicht im Löß W 3, der einen sehr kalten Steppen- bis Tundrencharakter aufweist und einer Periode entspricht, in der es bei uns zur größten Kontinentalität des Klimas kam. Die Lösse W 2 und W 3 werden von einer schwach verlehmten Zone getrennt, die fast immer, besonders am Beginn der Lößbildung des W 3, von Frostbodenerscheinungen gestört sind, weshalb die zur Zeit

der Verlehmung lebende Fauna nur sehr schwer erfaßbar ist. Sicher ist, daß in diesem Zeitabschnitt wärmeliebende Arten in größerer Menge nicht auftreten und daß die grundsätzlich kalte Fauna hier um zahlreiche feuchtigkeitsliebende, aber ausgesprochen eurytherme Elemente bereichert ist. Diese Zusammenhänge wurden bereits eingehend bei den Lößprofilen des Waag-Tales erörtert, aus denen eindeutig hervorgeht, daß das Stadial W 3 die paläontologisch kälteste Periode vorstellt, in der bei uns eine Lößbildung erfolgte.

Bemerkenswert ist die im Verlaufe der Lößbildung des Stadials W 2 eingetretene Umwälzung in der Faunenzusammensetzung, die in Ivanovce gut verfolgbar ist (Ložek 1955 b; Prošek & Ložek 1954 a, b). Diese Umwälzung (vgl. Dubois & Stehlin 1933) bedeutet eine Nivellisation der Naturverhältnisse in einem großen Teil Europas (Vordringen arktoalpiner Pflanzen und Lebewesen zum Mittelmeer), und es scheint, daß mit ihr auch die Entwicklung der urzeitlichen Industrien in Zusammenhang steht. Während sich im Stadial W 2 Szeletien und mittleres Aurignacien parallel entfalten, tritt zu Beginn des Stadials W 3, bzw. im Interstadial W 2/3 auf einem ausgedehnten Gebiet der Kulturkomplex des Jungaurignacien in Erscheinung, der in entwicklungsmäßiger Beziehung zum mittleren Aurignacien steht. Das Szeletien verschwindet, und sein weiteres Schicksal ist bisher unbekannt; vielleicht geht es gleichfalls im Komplex des Jungaurignacien auf. Diese Entwicklung steht in einer auffallenden zeitlichen Beziehung zur Veränderung der Naturbedingungen, so daß die Vermutung naheliegt, daß es sich nicht um die Ankunft eines neuen Volkes aus dem Osten handelt, wie bisher oft angenommen wurde, sondern um eine Veränderung der wirtschaftlichen Grundlage der damaligen Jägergesellschaft, die sich den veränderten Verhältnissen anpassen mußte (vgl. Prošek & Ložek 1954 b). Gegen Ende des Stadials W 3 erscheint bei uns das Magdalénien, das auch während des Spätglazials andauert.

Das Spätglazial

Das Spätglazial wurde bei uns paläobotanisch in den Seeablagerungen des Elbgebiets und ferner an der Basis der Flachmoore bei Olmütz und in Šur bei Preßburg erfaßt. Die Ergebnisse der paläobotanischen Analysen (Losert 1940, Kintzler 1936, Puchmajerová 1947) zeigen, daß eine kalte Steppe mit Inseln von Birke-Kiefer-Beständen vorherrschte. Auch die bei Liblice und Lysá festgestellten Wassermolluskenbestände (*Valvata piscinalis alpestris* Küst., *Pisidium obtusale lapponicum* Cless., *P. hibernicum* West., *P. lilljeborgi* Cless. usw., vgl. Favre & Jayet 1938, 1950, Schmierer 1947) entsprechen diesem Stand. Für eine nähere Einteilung des Spätglazials stehen vorläufig keine sachlichen Anhaltspunkte zur Verfügung, da die Zahl der bisher verarbeiteten Lokalitäten völlig unzureichend ist.

Das Holozän

Das Holozän kann in eine ältere und jüngere Phase eingeteilt werden. Das Altholozän zeichnet sich durch wenig humose, stark kalkhaltige Böden und Biozönosen aus, die von dem gegenwärtigen Zustand verschieden sind. Hierher gehören das ausklingende Paläolithikum und das ganze Mesolithikum. Die älteren trockenen Perioden sind bei uns nur aus einigen Mooren und Seeablagerungen (Süßwasserkreiden) bekannt; in den terrestrischen Sedimenten entsprechen ihnen vielleicht einige umgelagerte pleistozäne Bildungen, besonders die Oberflächenlagen des Lösses. Von den Weichtieren erscheinen in den Süßwasserkreiden die heute ausgestorbenen Arten *Vertigo moulinsiana* (Dup.) und *V. genesii* (Gredl.).

Das Altholozän endet mit der atlantischen Periode, die durch die Verbreitung der Eichenmischwälder und das allmähliche Vordringen von Tanne und Buche charakterisiert ist. Hierher gehört die sehr artenreiche Waldfauna mit der Leitart *Discus ruderatus* (Fér.) und einige heute in Mitteleuropa ausgestorbene Säugerarten, z. B. *Microtus gregalis* Pall. Interessanterweise beginnt in dieser Zeit die Entwicklung der mitteleuropäischen Bodentypen. Die Böden sind bisher stark kalkhaltig, und zwar auch dort, wo sich heute eine tiefgreifende Entkalkung bemerkbar macht. Die Feuchtigkeit der atlantischen Periode ist durch die starke Ausbreitung der Wälder, hauptsächlich aber durch die Sinterbildung in Höhlen nachgewiesen, die sich im unmittelbaren Liegenden humoser neolithischer Schichten befinden; auch Karstquellen beginnen in dieser Periode Sinter abzusetzen. In die atlantische Periode fällt die mesolithische Kultur des Tardenoisien, die an den Lokalitäten Zátyní bei Dubá und Tašovice bei Karlsbad festgestellt werden konnte (Prošek & Ložek 1953, Prošek 1951). Die auffallende Konzentration von Siedlungen des Tardenoisien an trockenen sandigen Orten in der Nähe größerer Wässer hängt sichtlich nicht nur mit dem Fischfang, sondern auch mit einem sehr feuchten Klima zusammen. Die atlantische Periode bildet einen bedeutungsvollen Grenzstein in der Entwicklung der mitteleuropäischen Naturverhältnisse; die Biozönosen nehmen eine dem heutigen Zustand sehr nahe Gestaltung an, sind aber noch nicht von den Einflüssen der menschlichen Wirtschaft betroffen. Erst am Ende dieser Periode dringt der neolithische ackerbautreibende Mensch auf unser Gebiet vor und verändert das xerotherme Gebiet in die erste landwirtschaftliche Ökumene.

Das durch Ausreifung der Bodentypen, Entfaltung landwirtschaftlicher Kulturen und durch Entstehung von gegenwartsähnlichen Biozönosen gekennzeichnete Jungholozän wird hier in nur groben Rissen charakterisiert.

Die subboreale Periode entspricht einem Zeitraum, der das Neolithikum bis zur Hallstattzeit umfaßt und sich durch ein warmes und wesentlich trockeneres Klima als im Atlantikum, sowie durch die abgeschlossene Ausbildung der gegenwärtigen Höhenstufen der Biozönosen auszeichnet. Die zunächst nur auf xerotherme Gebiete beschränkte Besiedlung verdrängt allmählich den Wald zu Gunsten der Felder und Weideplätze. Die Waldfauna der atlantischen Periode zieht sich in gebirgige Gegenden zurück und verliert dabei einige Arten. Die subboreale Fauna paßt sich dem gegenwärtigen Zustand an, entbehrt jedoch bisher einiger neuer Ankömmlinge.

Die der Hallstatt- und Latènezeit bis zur Völkerwanderung gleichzusetzende subatlantische Periode weist eine Verschlechterung des Klimas auf, das feuchter und kühler wird. Es machen sich Anzeichen plötzlicher Veränderungen, wie Abspülung von Böden an exponierten Stellen, Akkumulation von grobem Schutt an den Hängen und rasche Anfüllung der Talauen mit Abspülungssedimenten bemerkbar. Diese Entwicklung ist sichtlich die Ursache des Verfalls landwirtschaftlicher Besiedlungen, die sich nach xerothermen Gebieten zurückziehen und so ein neuerliches Vordringen der Waldbiozönosen ermöglichen. Fauna und Flora weisen bereits den gegenwärtigen Charakter auf, nur die Waldformationen sind in vielen Gebieten mehr verbreitet als gegenwärtig und enthalten einige Arten, die später zurücktreten *(Microtus ratticeps* K. & Bl., vgl. Zotz 1930, Ložek & Kukla 1956).

Die subrezente Periode, deren Beginn in das 7. bis 8. Jahrhundert unserer Zeitrechnung gelegt werden kann, gehört zum größten Teil bereits der historischen Zeit an und zeichnet sich durch Entwaldung, Versteppung und flächenmäßige Ausdehnung der Besiedlung aus. Fauna und Flora sind um eine Reihe neuer Ankömmlinge bereichert; unter den Weichtieren ist dies vor allem die heute geläufigste Steppenschnecke *Helicella candicans* (L. Pfr.), die, aus dem Südosten Europas kommend, in Mitteleuropa das Leitfossil der subrezenten Epoche vorstellt.

Tabelle I. Gliederung der

Böhmen		Terrassen (haupt. der Moldau)	Lösse und Bodenhorizonte der Lößprofile
Jungholozän (Subboreal bis Subrezent)		Humose Auenlehme; Akkumulation humoser Lehme in den Talrinnen	Vollausbildung und Degradation der heutigen Bodentypen
Altholozän (Präboreal bis Atlantikum)		Wenig humose Auenlehme, angeschwemmte Lösse, oft stark kalkhaltig	Beginn der Bildung heutiger Bodentypen, schwach humose bräunliche kalkhaltige Lehme
Spätglazial		Umlagerung pleistozäner Ablagerungen	Umlagerung der Lösse
Würm 3	Jungwürm	Tal-Terrasse untere Stufe (IVc)	1. L.: Sedlec, Letky, Jenerálka, Vliněves, Horky, Podbaba, Sedlec b. Kuttenberg, Kryry, Lubná (Aj)
Würm 2/3	Jungwürm		I. bB: schwache Lößverwitterung: Sedlec, Letky, Podbaba, Jenerálka, Vliněves, Horky usw.
Würm 2	Jungwürm	Tal-Terrasse obere Stufe (IVb)	2. L: Sedlec, Letky, Jenerálka (A), Vliněves, Horky, Podbaba, Sedlec bei Kuttenberg, Kryry usw.
Würm 1/2	Altwürm		II. bB: Schwarzerde (oft gedoppelt), Sedlec, Letky, Jenerálka, Podbaba, Horky, Sedlec b. Kutt., Kryry
Würm 1	Altwürm	Maniny-Terrasse (IVa)	3. L: Sedlec, Letky, Jenerálka, Podbaba, Sedlec b. Kuttenberg (SF), Kryry usw.
Riß/Würm			III. bB: degrad. Schwarzerde: Sedlec (BF, M), Letky (BF), Jenerálka (BF), Podbaba *(Hystrix)*, Kryry
Jungriß (R 2 + 3)		Veltrusy-Terrasse (IIIc)	4+5. L: Sedlec, Letky, Jenerálka, Sedlec b. K., Kryry?
Interriß-Warmzeit (R 1/2)			V. bB: degr. Schwarzerde: Sedlec, Letky, Kryry?
Altriß (R 1)		Karlovo náměstí-T. (IIIb) Čílec-T. mit *Corbicula?*	6. L: Sedlec (Pa a. d. Basis), Letky, Kryry?
Mindel/Riß	PR/R 1	Dejvice-Terrasse (IIIa)	VI. bB: podsolierte Schwarzerde: Sedlec, Letky (Pa, WM, *Celtis*), Kryry?
Mindel/Riß	PR		7. L: Sedlec, Letky, Kryry?
Mindel/Riß	M 2/PR		VII. bB: podsolierte Schwarzerde: Sedlec, Letky, Kryry?
Jungmindel (M 2)		Letná-Terrasse (IIb)	8. L: Sedlec *(Trichia sericea)*, Kryry?
Intermindel-Warmzeit (M 1/2)			
Altmindel (M 1)		Vinohrady-Terrasse (IIa)	
Günz/Mindel			
Günz 2(+3)		Kralupy-Terrasse (Ib)	
Günz 1		Pankrác-Terrasse (Ia)	
Donau/Günz			
Donau 3		Suchdol-Terrasse (Lb)	
Donau 2			
Donau 1		Lysolaje-Terrasse (La)	
Endpliozän			

Untere Lösse (SF, CF) u. begr. Böden (WM) von Horky

quartären Bildungen Böhmens.

Moore, Sumpf- und Seeablagerungen	Travertine	Ausfüllung der Karsthöhlen	Bemerkungen
üngere Schichten d. Hochmoore; Ende d. Bildung d. meisten Flachmoore; Verlandung der Kalksümpfe	Jüngere Tr. im Böhm. Karst: Sv. Jan (H), Kotýs bei Suchomasty, Karlík, Koda	Humose dunkle Höhlenlehme im Böhm. Karst: Propadlá (H), Tří volů (H, EN), Nad Kačákem (H) usw.	
ltere Schichten d. Hochmoore; Flachmoorbildung; eekreide, Kalkmudde u. yttja (Elbegebiet, Böhm. arst)	Ältere Tr. mit *Ruderatus* Fauna: Sv. Jan, Koda, Budnany, Malá Chuchle, Javorník, Morašice usw.	Bräunliche kalkige Höhlenlehme: Propadlá, Capuš, Zátyní (Ms), Tří volů; Höhlensinterbildung: Nad Kačákem *(Ruderatus-Fauna)*	
Mergel und tonige Seekreien: Hrabanov, Všetaty, iblice		Lößartige Höhlenlehme: Děravá (Mg), Tří volů (Endmagdalénien)	
		Höhlenlöß, lößartige Lehme mit Schutt, Blockstürzen usw.: Hauptdom d. Zlatý Kůn-Höhle bei Koněprusy (S, primit. *Homo sapiens)* Nad Kačákem (S), Sloupová (S)	
Mergelige Sumpfablageung im Lößprofil von Zázd bei Kladno; kalkhaliger anmooriger Auenboen im Lößprofil von Broany a. d. Eger		Ausräumung älterer Höhlenablagerungen	
		Basale Schicht d. Jungwürmkomplexes im Hauptdom v. Zlatý Kůn: (WM mit *Helicodonta obvoluta)*	
Mergelige Sumpfablagerung on Lobkovice a. d. Elbe BF)		Zlatý Kůn-Höhle: Höhlensinterbildung im Hauptdom	
		Zlatý Kůn-Höhle: ausgedehnte Umlagerungen der älteren Höhlenausfüllungen	Im Lößprofil v. Horky d. älteste kalte Schnecken-fauna (CF)
		Zlatý Kůn-Höhle: Höhlensinterbildung im Hauptdom	
		Rötl. Lehme in Zl. Kůn-H. Hauptdom: Koněprusy, C 718-H.: mittl. Humusschicht (Endbiharium)	
		Rötl. Lehme in Zl. Kůn-H. Hauptdom: C 718-Höhle: Löß mit Schutt (Bi)	
Mergelige Sumpfablagerunen bei Přezletice (Bi) und Unětice *Helicigona čapeki)?*	Travertinartige Lagen in der Sumpfablagerung von Unětice?	Humose u. rötliche Lehme, Höhlensinter in C 718-H. (Bi, BFa), Südschlot im Hauptdom (Bi, BFa), Chlum bei Srbsko (Bi)	
		Blocksturz in d. Zlatý Kůn-H., Basal. Löß in d. Höhle C 718	
		Braune und rote Tone, schwarze Manganerze, kristallinische honigfarbige Sinter, verkieselte Tropfsteinbildungen	

Tabelle II. Gliederung der

Mähren		Terrassen nach Mohr, Fink	Lösse und Bodenhorizonte der Lößprofile	
Jungholozän (Subboreal bis Subrezent)		Humose Auenlehme mit begrabenen Böden; Talrinnenverschüttung	Vollausbildung und Degradation der heutigen Bodentypen (hauptsächlich Schwarzerde)	
Altholozän (Präboreal bis Atlantikum)		Schwach humose Auenlehme, ungelagerte Lösse und Sande usw.	Beginn der Bildung heutiger Bodentypen	
Spätglazial				Zahlreiche Lößprofile, bes. in d. Umgebung von Brünn u. in d. Senke von Vyškov, deren Stratigraphie nicht durch mehrere Kriterien gesichert ist
Würm 3	Jungwürm	A-Terrasse (Auenschotter)	1. L: D. Věstonice (CF), Pavlov (Aj), Předmostí (CF), Juliánov, Modřice, Židenice, Brno-Úvoz	
Würm 2/3			I. bB: Andeutung d. Bodenbildung: D. Věstonice (Aj, CF), Předmostí, Juliánov, Modřice, Židenice, Brno-Úvoz	
Würm 2			2. L: D. Věstonice, Předmostí, Juliánov, Modřice, Židenice, Brno-Úvoz, Žlutavy (Am)	
Würm 1/2	Altwürm	B-Terrasse	II. bB: Schwarzerde: D. Věstonice, Juliánov, Modřice, Židenice, Brno-Úvoz	
Würm 1			3. L: Juliánov, Modřice, Židenice, Brno-Úvoz	
Riß/Würm			III. bB: Schwarzerde: Juliánov, Modřice, Židenice, Brno-Úvoz	
Jungriß		C-Terrasse	Untere Lösse und begrabene Böden von Juliánov, Židenice, Modřice (Pa), Brno-Úvoz	
Interriß-Warmzeit				
Altriß				
Mindel/Riß				
Mindel		D-Terrasse		
Günz/Mindel				
Günz		E-Terrasse		
Donau/Günz		Höchste Stufen F, G, H		
Donau				

uartären Bildungen Mährens.

Moore-, Sumpf- und Seeablagerungen	Travertine		Ausfüllung der Karsthöhlen	Bemerkungen
ingere Schichten der Hochoore; Ende der Bildung r meisten Flachmoore		Velká, Bernatice, **Skřečon,** an mehreren Stellen im Mähr. Karst (bisher ungenügend erforscht)	Dunkle humose Lehme mit Kulturresten vom Jungneolithikum bis in das Mittelalter	
ltere Schichten der Hochoore, Flachmoorbildung	Rozhraní bei Letovice (mit *Ruderatus*-Fauna)		Bräunliche schwächer humose Lehme od. Höhlensinter (klass. Fundort Pekárna)	
ısale Schichten des lmützer Moores			Dunkle Humuslößschicht in Pekárna (Mg)?	Jungpleistozäne Bildungen mit reichem archäologischem und paläontologischem Inhalt sind aus vielen mährischen Höhlen bekannt; eine feinere Gliederung ist heutzutage aber nicht verläßlich, da wenige stratigraphische Kriterien vorhanden sind, was besonders die älteren Ausgrabungen betrifft.
			Höhlenlöß u. lößartige Lehme m. Schutt: Nová Drátenická (Mg), Křížova (Mg), Adlerova (Mg), Šipka (Mg)	
			Verwitterungsspuren in der Šipka-Höhle	
'edmostí, mergelartige ımpfablagerungen in der stlichen Ziegelei			Schuttlehm in Křížova-Höhle (Am), Šipka-H.	
			Verwitterter Schuttlehm in der Šipka-Höhle	
			Schuttlehm in der Šipka-Höhle: (M, *Homo neanderthalensis)*	
edmostí, mergelige mpfablagerungen mit chinterglazialen Mollusnfauna (BF)	Tučin (BF), Želátovice (BF)?, Přerov?, Předmostí?, Kokory-Žeravice?			
ıčín, Mergel mit Sumpfuna im Liegenden der avertine?			Hochinterglaziale Molluskenfauna (BF) aus der Schlotausfüllung in der Höhle von Mladeč bei Olmütz (wahrscheinlich biharisch)	
			Stránská Skála (Bi, BFa, *Celtis)*	

Tabelle III. Gliederung der

Slowakei		Terrassen (Donau-T. nach Bulla)	Lösse und Bodenhorizonte der Lößprofile
Jungholozän (Subboreal bis Subrezent)		Humose Auenlehme	Vollausbildung und Degradation der heutigen Bodentypen (Schwarzerde, Braunerde)
Altholozän (Präboreal bis Atlantikum)		Schwach humose Auenlehme, sekundär angeschwemmte Lösse	Beginn der Bildung heutiger Bodentypen
Spätglazial		Lößartige Lehme d. Gr. Schütt *(Abida secale)*	Ende der Flugsandbildung?
Würm 3	Jungwürm	I. Terrasse	1. L: Moravany (Aj, CF), Banka (CF), Ivanovce (CF), Zamarovce (CF), Štúrovo (CF+Sumpffauna)
Würm 2/3	Jungwürm	I. Terrasse	I. bB: Andeutung d. Bodenbildung: Moravany (CF), Banka (CF), Zamarovce (CF), Ivanovce (CF)
Würm 2	Jungwürm	I. Terrasse	2. L: Moravany (SF), Banka, Zamarovce (CF), Ivanovce (SF, CF)
Würm 1/2	Altwürm		II. bB: Schwarzerde o. Braunerde: Moravany (WM), Banka, Zamarovce (S), Ivanovce (WM, S), Kechnec (Am)
Würm 1	Altwürm	II. Terrasse (z. Teil) Donauterrasse b. Stúrovo (kalte Mollusken)	3. L: Moravany (SF), Banka (SF), Ivanovce (SF), Zamarovce (SF)
Riß/Würm			III. bB: rötliche Braunerde: Zamarovce (BF, WM), Banka (WM), Moravany (WM)
Jungriß		II. Terrasse (z. Teil)?	4. L: Zamarovce (SF), spärliche Reste in Moravany
Interriß-Warmzeit			
Altriß		III. Terrasse?	
Mindel/Riß			
Jungmindel		Hohe Terrassenstufen IV, V, VI	
Intermindel-Warmzeit		Hohe Terrassenstufen IV, V, VI	
Altmindel		Hohe Terrassenstufen IV, V, VI	
Günz/Mindel		Hohe Terrassenstufen IV, V, VI	
Günz		Hohe Terrassenstufen IV, V, VI	
Donau/Günz		Hohe Terrassenstufen IV, V, VI	
Donau		Hohe Terrassenstufen IV, V, VI	
Endpliozän		Hohe Terrassenstufen IV, V, VI	

uartären Bildungen der Slowakei.

Moore-, Sumpf- und Seeablagerungen	Travertine	Ausfüllungen der Karsthöhlen	Bemerkungen
ngere Schicht der Hochoore, Ende der Flachoorbildung, Verlandung d. lksümpfe (Hrhov)	Jüngere Schichten an Karstquellen: Hrhov (H), Háj (H), Jablonov (H) usw.; u. an Mineralquellen: Hozelec (B), Švábovce (B), Sivá Brada, Bojnice	Dunkle humose Lehme: Jasov (H), Dzeravá skala (EN); Höhlensinter in Berghöhlen: Dudlavá skala, Strateník-Höhle	
sale Schichten d. Hochoore; Flachmoorbildung; lkmudde u. Gyttja rhov)	Ältere Schichten an Karstquellen mit Ruderatus - F.: Háj; u. an Mineralquellen: Bojnice (ältere Kaskade d. heißen Quelle)	Bräunliche Lehme mit Ruderatus-Fauna: Jasov (N), Dzeravá sk.-Eingang; Höhlensinter: Dzeravá sk.-ind. Höhle; Dudlavá sk., Strateník	
sale Schichten des Bruchoores Súr bei Preßburg		Oberste Schicht des Höhlenlösses in Dzeravá skala	
		Höhlenlöß in Dzeravá skala (Mg) Lößartige Lehme in Jasov	
		Graue humose Schicht in Dzeravá skala (Aj)	
		Höhlenlösse, Lehme u. Schutt in Dzeravá skala (S), Jasov (Am) u. Bojnicer Prepošt-H. (SF)	Letzte Höhlenausräumung
	Sinterige Lage im lößartigen Deckschichtenkomplex der Travertinkuppe Hrádok in Gánovce	Grauer verwitt. Schutt in Dzeravá sk.; Lehme mit korrod. Schutt in Jasov (WM), humoser Tr. in Prepošt-Höhle (WM)	
		Frostschutt und Umlagerung in Dzeravá skala; Quelltravertin in Prepošt - Höhle (M)	
	Gánovce-Hrádok (WM, Ea, M, *Homo neanderthalensis*), Sv. Ondrej (BF, M), Beharovce (M, BF), Bojnice, am Friedhof (BF)?	Komplex von Terra rossa u. Phosphatlehmen in Jasov (BF); Schotterverwitterung in Dzeravá skala	
raue, an der Oberfläche moorige Tone im Lieenden der Travertinkuppe rádok in Gánovce *(Coeldonta antiquitatis,* Tunenflora mit *Ephedra)*	Verschiedene Travertine mit interglazialer Fauna, größtenteils älter als R/W: Malé Bielice-Brodany (BF), Bojnice-hinter der Burg (WM), Vyšný Ružbach (WM), Hradiště pod Vrátnom (BF), Spišská Kapitula (WM) usw.	Rötliche Spaltenausfüllungen im Travertin von Spiš. Kapitula (BF) und im Felsen Skalka bei Ivanovce (?Bi?)	Große Höhlenausräumung
		Terra rossa - artige Sedimente von Gombasek und Plešivec im Südslowakischen Karst (Bi, BFa)	
ıffite der vulkanischen Se- von Hajnáčka *(Mastodon*-Fauna der 1. Welle n. ETZOI)	Älteste Travertine (oft mit Fauna oder Flora von neogenem Gepräge): Dreveník, Zipser Burg, Ratnovce, älteste Travertine von Bojnice		Basaltvulkanismus

Schluß

Wir machten es uns in der vorliegenden Studie zur Aufgabe, eine Übersicht der gegenwärtigen Kenntnisse des tschechoslowakischen Quartärs nach stratigraphischen Gesichtspunkten vorzulegen. Wir wählten dabei einen Weg, der es ermöglichte, diese Probleme in ihrer ganzen Ausdehnung zu zeigen und jene Punkte ausführlicher zu analysieren, die das Skelett der hier skizzierten Konzeption bilden. Wir lehnten uns an das polyglazialistische System an, wie es in seinen Grundzügen von SOERGEL ausgearbeitet und von ZEUNER dann weitergeführt wurde, und zwar vor allem deshalb, weil es — wie an einigen sachlichen Beispielen dargelegt werden konnte — unseren Verhältnissen am besten entspricht. Trotzdem sind wir weit davon entfernt, dieses System als eine Art Dogma anzusehen, wie dies manchmal geschieht, und betonen im Gegenteil, daß es uns nur eine Arbeitshypothese bedeutet, die eine genaueste Erfassung aller Zeitabschnitte erleichtern soll. Dieses ursprünglich für die Alpen errichtete und auf Mitteldeutschland ausgedehnte System läßt klar erkennen, daß die nächste Aufgabe in der Aufstellung lokaler Systeme für das Gebiet der Tschechoslowakei gesucht werden muß, konkret ausgedrückt, eines Systems für Böhmen und eines zweiten für das Donaugebiet. Diese örtlichen Systeme müssen auf das genaueste ausgearbeitet und dann mit Hilfe von Berührungspunkten in Zusammenhang mit den benachbarten Gebieten gebracht werden. Das bisher noch weit entfernte Endziel ist dann der Versuch einer Gesamtsynthese.

Unsere Studie läßt erkennen, daß auf dem Gebiet der Quartärstratigraphie, besonders in einigen Abschnitten, noch sehr viel Arbeit vollbracht werden muß. Das Hauptbestreben muß heute auf die Zusammenarbeit aller Teilgebiete gerichtet werden, denn nur solche Ergebnisse, die einander und in jeder Hinsicht kontrollieren, können als hinreichend objektiv und verläßlich angesehen werden. Ebenso wichtig ist dann die fachmännische Zusammenarbeit im weitreichenden, zwischenstaatlichen Maßstab. Die enge schöpferische Zusammenarbeit der Fachleute auf den einzelnen Teilgebieten und in den einzelnen Ländern bildet die notwendige Voraussetzung einer gedeihlichen Entwicklung der Quartärgeologie in der Zukunft. Unter diesen Gesichtspunkten wurde diese Arbeit niedergeschrieben, die ihren Zweck darin erblickt, fremden Forschern eine Übersicht über die stratigraphischen Probleme des tschechoslowakischen Quartärs zu vermitteln, die sie bei ihrer Arbeit fruchtbringend verwenden mögen.

Erläuterungen zu den stratigraphischen Tabellen I-III

L	=	Löß
bB	=	begrabener Boden
T	=	Terrasse
Tr	=	Travertin
Pa	=	Altpaläolithikum
M	=	Moustérien
S	=	Szeletien und verwandte Blattspitzenkulturen
A	=	Aurignacien
Am, Aj	=	Mittel-, Jungaurignacien
Mg	=	Magdalénien
Ms	=	Mesolithikum
N	=	Neolithikum (EN-Eneolithikum)
B	=	Bronzezeit
H	=	Hallstattzeit
Bi	=	Biharische Säugetierfauna (vgl. KRETZOI 1956)
Ea	=	*Elephas antiquus* FALC.
BF	=	Banatica-Fauna (hochinterglaziale Molluskenfauna mit *Helicigona banatica* ROSSM.)
BFa	=	Banatica-Fauna mit alten Formen (besonders *Helicigona čapeki* PBK., entspricht größtenteils den biharischen Säugetierfaunen)
WM	=	Warme Molluskenfauna (interglaziale Fauna ohne exotische Arten)
SF	=	Striata-Fauna (charakteristische Steppenfauna des Lösses mit der Leitart *Helicella striata* MÜLL.)
CF	=	Columella-Fauna (charakteristische Kaltfauna des Lösses mit der Leitart *Columella edentula columella* MART.)

Schriftenverzeichnis

ABSOLON, K. & CZIŽEK, R.: Palaeolithický výzkum jeskyně Pekárny na Moravě. Druhá správa (za rok 1926). - Časopis Moravského zemského musea **25**, S. 112-201, Brno 1928.

AMBROŽ, V., LOŽEK, V. & PROŠEK, Fr.: Pléistocène récent aux environs de Moravany près Pieštany sur le Váh (Slovaquie occidentale). - Anthropozoikum **I** (1951), S. 53-142, Praha 1952.

BATTAGLIA, R.: L'età dei più antichi depositi di riempimento delle caverne. - Atti del Congresso speleologico nazionale 1933, XI, S. 1-23, Trieste 1933.

BRANDTNER, Fr.: Die bisherigen Ergebnisse der stratigraphisch-pollenanalytischen Untersuchung eines jungeiszeitlichen Moores von interstadialem Charakter aus der Umgebung von Melk a. Donau, N.-Ö. - Archaeologia Austriaca **2**, S. 5-32, Wien 1949. - - Über die relative Chronologie des jüngeren Pleistozäns Niederösterreichs. - Ebendort **5**, S. 101 bis 113, Wien 1950. - - Jungpleistozäner Löß und fossile Böden in Niederösterreich. - Eiszeitalter und Gegenwart **4/5**, S. 49-82. Öhringen 1954.

BRELIE v. D., Günther: Die pollenstratigraphische Gliederung des Pleistozäns in Nordwestdeutschland. 2. Die Pollenstratigraphie im jüngeren Pleistozän. - Eiszeitalter und Gegenwart **6**, S. 25-38. Öhringen 1955.

BÜDEL, J.: Die räumliche und zeitliche Gliederung des Eiszeitalters. - Die Naturwissenschaften **36**, S. 105-112, S. 133-139. Berlin 1949.

BÜTTNER, K.: Quartärmollusken des Fränkischen Jura. - Archiv für Molluskenkunde **70**, 5-6, S. 258-263. Frankfurt a. M. 1938. - - Die Molluskenfauna der mesolithischen Station Adamsfels in der fränkischen Schweiz. - Ebendort **73**, 4, S. 155-160. Frankfurt a. M. 1941.

ČEPEK, L.: Tektonika komárenské kotliny a vývoj podélného profilu čsl. Dunaje. - Sborník Státního geologického ústavu ČSR **12** (1938), S. 33-64. Praha 1938.

DUBOIS, A. & STEHLIN, H. G.: La grotte de Cotencher, station moustérienne. - Mém. Soc paléont. suisse **52/53**. Bâle 1933.

EBERL, B.: Die Eiszeitenfolge im nördlichen Alpenvorlande. - Augsburg 1930.

ENGELMANN, R.: Die Terrassen der Moldau-Elbe zwischen Prag und dem Böhmischen Mittelgebirge. - Geograph. Jber. aus Österr. **9**, S. 38-94, Wien 1911. - - Die Entstehung des Egertales. - Abh. geograph. Ges. Wien **12**, S. 1-80. Wien 1922. - - Der Elbedurchbruch. Geomorphologische Untersuchungen im oberen Elbegebiet. - Ebendort **13**, S. 1 bis 139. Wien 1938.

FAVRE, J. & JAYET, A.: Deux gisements post-glaciaires anciens à Pisidium vincentianum et Pisidium lapponicum aux environs de Genève. - Ecl. geol. Helvetiae **31**, S. 395-402. Basel 1938. - - Un nouveau gisement post-glaciaire ancien à Pisidium vincentianum et Pisidium lapponicum aux environs de Genève. - Journal de Conchyliologie **90**, S. 42-47. Paris 1950.

FEJFAR, O.: Nové druhy hrabošů (Microtinae) v českém pleistocénu a jejich význam pro detailní stratigrafii. - Časopis pro mineralogii a geologii **1**, S. 93-101. Praha 1956.

FINK, J. & MAJDAN, H.: Zur Gliederung der pleistozänen Terrassen des Wiener Raumes. - Jb. geol. Bundesanstalt **97**, S. 211-249. Wien 1954.

FIRBAS, Fr.: Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen. - I. Allgemeine Waldgeschichte. Jena 1949. - II. Waldgeschichte der einzelnen Landschaften. Jena 1952.

GRAHMANN, R.: Die Geschichte des Elbtales von Leitmeritz bis zu seinem Eintritt in das norddeutsche Flachland. - Mitt. Vereins für Erdkunde Dresden, N.F. 1933, S. 133-194. Dresden 1933.

HALICKI, Br.: Z zagadnién stratygrafii plejstocenu na Nizu Europejskim (Some problems concerning the stratigraphy of the Pleistocene of the European Lowland). - Acta geol. Polonica **1**, S. 106-142. Warszawa 1950.

KINTZLER, O.: Pollenanalytische Untersuchung von Mooren des westlichen pannonischen Beckens. - Beiheft Botan. Centralblatt **54** B, S. 515-546. Dresden 1936.

KLÍMA, B.: Výzkum jeskyně „Nové Drátenické" u Křtin. - Časopis Moravského musea v Brně **34**, S. 123-157. Brno 1949. - - Křížova jeskyně v Moravském Krasu. - Archeol. rozhledy **3**, S. 109, 129-130. Praha 1951. - - Archeologický výzkum jeskyně Adlerovy. - Československý Kras **6**, str. 94-102. Brno 1953.

KNOR, A., LOŽEK, V., PELÍŠEK, J., ŽEBERA, K.: Dolní Věstonice. Výzkum tábořiště lovců mamutů v letech 1945-1947. - Monumenta Archeologica **2**, S. 1-87. Praha 1953.

KORMOS, T.: Beiträge zur Kenntnis der Pleistozänfauna des Komitates Nyitra. - Földtani Közlöny **4**, S. 802-806. Budapest 1911.

KRAUS, E.: Zur Zweigliederung der Südbayerischen Würmeiszeit durch eine Innerwürm-Verwitterungsperiode. - Eiszeitalter und Gegenwart **6**, S. 75-95. Öhringen 1955.

KRETZOI, M.: Quaternary Geology and the Vertebrate Fauna. - Acta geologica **2**, S. 67-77. Budapest 1953. - - Die altpleistozänen Wirbeltierfaunen des Villányer Gebirges. - Geologica Hungarica, Series Palaeontologica **27**, S. 1-264. Budapest 1956.

KRIVÁN, P.: Die klimatische Gliederung des mitteleuropäischen Pleistozäns. - Acta geologica **3**, S. 357-382. Budapest 1955.

KRUKOWSKI, St.: Paleolit. - KRUKOWSKI-KOSTRZEWSKI-JABIMOWICZ: Prehistoria ziem polskich. Encyklopedia polska **4** u. **5**. Kraków 1939-48.

KUKLA, J. & LOŽEK, V.: O některých profilech v kvartérních sedimentech Jihoslovenského krasu (Über einige Profile in den quartären Sedimenten des Südslowakischen Karstes). - Anthropozoikum **4** (1954), S. 53-69. Praha 1955.

LAIS, R.: Über Höhlensedimente. - Quartär **3**, S. 56-108. Berlin 1941. - - Über den jüngeren Löß in Niederösterreich, Mähren und Böhmen. - Ber. naturforsch. Ges. Freiburg i. Brsg. **41**, S. 119-168. Freiburg 1951.

LIEBUS, A.: Über die Säugetierfauna der Quartaerablagerungen aus der Umgebung von Aussig a. d. E. - Lotos **77**, S. 117-146. Prag 1929.

LOSERT, H.: Beiträge zur spät- und nacheiszeitlichen Vegetationsgeschichte Innerböhmens. II. Das Spätglazial von Wschetat. - Beih. Botan. Centralblatt **60** B, S. 395-414. Dresden 1940. - - Beiträge zur spät- und nacheiszeitlichen Vegetationsgeschichte Innerböhmens. III. Das Spätglazial bei Lissa-Hrabanov. - Ebendort S. 415-436. Dresden 1940.

LOŽEK, V.: Malakozoologický výzkum jeskyně „Propadlá" u Budnan, okres Beroun. - Československý Kras **3**, S. 2-5. Brno 1950. - - The Quaternary Molluscs of the Settlement „Zámeček" at Nitriansky Hrádok. - Anthropozoikum **1** (1951), S. 37-52. Praha 1952 (1952a). - - Zpráva o paleontologickém výzkumu kvarteru v okolí Štúrova. - Věstník Ústředního ústavu geologického **27**, S. 174-179. Praha 1952 (1952b). - - Survey of the Deposit of Fresh Water Limestones at Malý Újezd near Mělník. - Anthropozoikum **2** (1952), S. 29-92. Praha 1953. - - Měkkýši pleistocénních travertinů v Gánovcích (Die Weichtiere der pleistozänen Travertine in Gánovce). - Anthropozoikum **4** (1954), S. 91-105. Praha 1955 (1955a). - - Měkkýši československého kvartéru (Mollusken des tschechoslowakischen Quartärs). - Rozpravy Ústředního ústavu geologického **17**, S. 1-510. Praha 1955 (1955b). - - Interglaciální malakofauna z Předmostí u Přerova (Die interglaziale Malakofauna von Předmostí bei Přerov). - Anthropozoikum **5** (1955), S. 439-454. Praha 1956 (1956a). - - Sprašové pokryvy v Sedlci u Prahy. - Ebendort S. 176-177. (1956b).

LOŽEK, V. & BARTA, J.: K otázce stáří holocénních travertinových poloh v našich jeskyních. - Československý Kras **5**, S. 137-139. Praha 1952.

LOŽEK, V. & KUKLA, J.: Profil holocénními svahovinami ve Velké Chuchli (V Dolích) (Das Profil holozäner Gehängesedimente in Velká Chuchle bei Prag). - Anthropozoikum **5** (1955), S. 407-423. Praha 1956.

LOŽEK, V. & PROŠEK, Fr.: O změnách přírodních poměrů Jihoslovenského krasu v nejmladší geologické minulosti (Über Veränderungen des Landschaftsbildes des Südslowakischen Karstes in der jüngsten geologischen Vergangenheit). - Ochrana přírody **11**, S. 33-42. Praha 1956.

MÁČEL, L.: Flora z travertinů v Hradišti pod Vrátnom v Malých Karpatech. - Příroda **30**, S. 222-226. Brno 1937. - - Flora a fauna z travertinů v Hradišti pod Vrátnom v Malých Karpatech. - Sborník Klubu přírodovědeckého v Brně (za rok 1939) **22**, S. 37-59. Brno 1940.

MILANKOVITCH, M.: Théorie mathématique des phénomènes thermiques produits par la radiation solaire. Paris 1920. - - Mathematische Klimalehre und astronomische Theorie der Klimaschwankungen. - Handbuch der Klimatologie I, A, S. 1-176. Berlin 1930. - - Astronomische Mittel zur Erforschung der erdgeschichtlichen Klimate. - Handbuch der Geophysik IX, 3, S. 593-698. Berlin 1938.

MOHR, H.: Zur Kenntnis des Quartärs in Mähren. - Abh. d. deutsch. Akad. Wiss. Prag (Math.-natw. Kl.) **11**, S. 1-20. Prag 1943.

NARR, K. J.: Terrassen, Lösse und paläolithische Kulturen. - Germania **29**, S. 245-250. Berlin 1951. - - Riß oder Würm? - Germania **31**, S. 125-134. Berlin 1953.

NEMEJC, Fr.: Výsledky dosavadních výzkumů paleobotanických v kvarteru západního dílu karpatského oblouku. - Rozpravy II. třídy České akademie **53**, S. 1-47. Praha 1944.

PELIŠEK, J.: Příspěvek ke stratigrafii spraší svrateckého úvalu (A contribution to the stratigraphie of loess in the Svratka river valley). - Práce Moravskoslezské akademie věd přírodních **21**, S. 1-19. Brno 1949. - - Kvartér východního okolí Brna (The Quaternary of the Eastern Vicinity of Brno). - Anthropozoikum **3** (1953), S. 7-28. Praha 1954.

PENCK, A. & BRÜCKNER, E.: Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig 1909.

Poser, H.: Boden- und Klimaverhältnisse in Mittel- und Westeuropa während der Würmeiszeit. - Erdkunde **2**, S. 53-68. Bonn 1948.

Prošek, Fr.: Výzkum jeskyně Dzeravé skaly v Malých Karpatech. - Archeologické rozhledy **3**, S. 293-298. Praha 1951. - - Výzkum Prepoštské jeskyně v Bojnicích r. 1950. - Ebendort **4**, S. 3-9. Praha 1952. - - Nové paleolitické stanice na východním Slovensku. - Ebendort **5**, S. 289-297. Praha 1953 (1953a). - - Výzkum paleolitické stanice Barca II. - Ebendort, S. 3-11. (1953b). - - Le Szeletien en Slovaquie. - Slovenská Archeológia **1**, S. 133-194. Bratislava 1953 (1953c).

Prošek, Fr. & Ložek, V.: Zpráva o výzkumu kvarteru v Letkách nad Vltavou. - Věstník Ústředního ústavu gelogického **26**, S. 101-104. Praha 1951 (1951a). - - Zpráva o výzkumu kvartéru paleolitického sídliště v Bojnicích. - Ebendort, S. 104-107. (1951b). - - Výzkum sprašového profilu v Sedlci u Prahy. - Ebendort **27**, S. 250-254. Praha 1952. - - The Mesolithic Station at Zátyní near Dubá. - Anthropozoikum **2** (1952), S. 93-160. Praha 1953. - - Sprašový profil v Bance u Pieštan (západní Slovensko) [The Loess Section at Banka near Pieštany (Western Slovakia)]. - Anthropozoikum **3** (1953), S. 301-323. Praha 1954 (1954a). - - Stratigrafické otázky československého paleolitu (Die stratigraphischen Fragen des tschechoslowakischen Paläolithikums). - Památky archeologické **45**, S. 35-74. Praha 1954 (1954b). - - Výzkum sprašového v Zamarovcích u Trenčína (Untersuchung des Lößprofiles von Zamarovce bei Trenčín). - Anthropozoikum **4** (1954), S. 181-211. Praha 1955.

Puchmajerová, M.: Slatiny úvalu Hornomoravského. - Věstník Královské české společnosti nauk (tř. math.-přír.), 1945, Nr. II, S. 1-14. Praha 1947.

Rädisch, J. & Schwarz, R.: Geologický náčrt okolí Lysé nad Labem, Nymburku a Poděbrad. - Sborník Státního geologického ústavu ČSR **16**, S. 157-168. Praha 1949.

Salaschek, H.: Paläofloristische Untersuchungen mährisch-schlesischer Moore. - Beihefte Botan. Centralblatt **54** B, S. 1-58. Dresden 1935.

Schmidtgen, O. & Wagner, W.: Eine altpaläolithische Jagdstelle bei Wallertheim in Rheinhessen. - Notizblatt Verein für Erdkunde und hess. geol. Landesanstalt Darmstadt (5) **11**, S. 1-31. Darmstadt 1929.

Schmierer, Th.: Pisidium vincentianum im deutschen Quartär und über die Thanatocönose einiger altalluvialer Wiesenkalke und Seekreiden Norddeutschlands. - Archiv für Molluskenkunde **76**, S. 51-61. Frankfurt a. M. 1947.

Schönhals, E.: Über fossile Böden im nichtvereisten Gebiet. - Eiszeitalter und Gegenwart **1**, S. 109-130. Öhringen 1951.

Schwarzbach, M.: Das Klima der Vorzeit. S. 1-211. Stuttgart 1950. - - Eine Neuberechnung von Milankowitch's Strahlungskurve. - Neues Jb. Geol. Paläontol. Monatshefte 1954, S. 257-260. Stuttgart 1954.

Skutil, J.: Paleolitikum v Československu. - Obzor Praehistorický **11** (1938) u. **12** (1939), S. 1-175 (Sonderdruck). Praha 1939.

Slavíková-Veselá, J.: Reconstruction of the Succession of Forest Trees in Czechoslovakia on the Basis of an Analysis of Charcoals from Prehistoric Settlements. - Studia Botanica Čechoslovaca **11**, S. 198-225. Praha 1950.

Smolla, G.: Der „Klimasturz" um 800 v. Chr. und seine Bedeutung für die Kulturentwicklung in Südwestdeutschland. - Festschrift für Peter Goessler (Tübinger Beiträge zur Vor- und Frühgeschichte), S. 168-186. Stuttgart 1954.

Soergel, W.: Die Gliederung und absolute Zeitrechnung des Eiszeitalters. - Fortschritte der Geologie und Paläontologie, Heft 13, S. 125-251. Berlin 1925. - - Das diluviale System (I. Die geologischen Grundlagen der Vollgliederung des Eiszeitalters). - Ebendort **12**, H. 39, S. 155-292. Berlin 1939.

Venzo, S.: Le attuali conoszenze sul Pleistocene Lombardo con particolare riguardo al Bergamasco. - Atti Soc. ital. Scienze Naturali **94**, II, S. 155-200. Milano 1955.

Viete, G.: Die 5. Hauptversammlung der Deutschen Quartärvereinigung. - Geologie **3**, 1, S. 65 bis 70. Berlin 1954.

Vlček, E.: Find of Neandertal Man in Slovakia. - Slovenská Archeológia **1**, S. 5-132. Bratislava 1953.

Woerkom, A. J. J. v.: The astronomical theory of climate changes. - Climatic change (ed. by H. Shapley), S. 147-157. Cambridge (Mass., USA) 1953.

Woldstedt, P.: Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. - Stuttgart 1950. - - Saaleeiszeit, Warthestadium und Weichseleiszeit in Norddeutschland. - Eiszeitalter und Gegenwart **4/5**, S. 34-48. Öhringen 1954.

Wundt, W.: Die Eisbilanzkurve und die Gliederung der Eiszeit. - Quartär **5**, S. 1-6. Bonn 1951.

Zahálka, Bř.: Terasy Vltavy a Labe mezi Veltrusy a Roudnicí n. L. - Sborník Státního geologického ústavu ČSR **13**, S. 377-462. Praha 1946.

Záruba-Pfeffermann, Q.: Podélný profil vltavskými terasami mezi Kamýkem a Veltrusy. - Rozpravy II. třídy České akademie **52** (1942), Nr. 9, S. 1-39. Praha 1943. - - Periglaciální zjevy v okolí Prahy. - Ebendort **53** (1943/I), Nr. 15, S. 1-34. Praha 1944.

Záruba, Q. & Roth, Zd.: Plistocenní uloženiny na buližníkovém kamýku mezi Velení a Přezleticemi. - Věstník Státního geologického ústavu ČSR **20** (1945), S. 110-126. Praha 1946.

Zázvorka, Vl.: Trogontherium cuvieri Fischer from Přezletice (Central Bohemia) and a comparison with the other known localities of Trogontherium in Europe. - Acta Musei Nationalis Pragae, **I** B (1938), 9 (Geologia et Paleontologia 3), S. 125-138. Praha 1938.

Zeuner, F.: The Pleistocene Period, its Climate, Chronology and Faunal Successions. S. I-XII, 1-322. London 1945. - - Riss or Würm? - Eiszeitalter und Gegenwart **4/5**, S. 98-105. Öhringen 1954.

Zotz, L.: Die vorgeschichtliche Besiedlung des Schulenbergs und Steinbergs bei Scharzfeld, und das Auftreten diluvialer Sande daselbst. - Jb. preuß. geol. Landesanstalt **51**, S. 106 bis 129. Berlin 1930.

Žebera, K.: Devět spražových pokryvů s fosilními půdními typy pod „Novou horou" na líšenském katastru u Brna. - Příroda, **36**, S. 83-89. Brno 1943. - - Povšechný přehled, roztřídění a zhodnocení čtvrtohorních pokryvů v Čechách. - Rozpravy II. třídy České akademie **53** (1943/I), Nr. 7, S. 1-31. Praha 1944.

Žebera, K. & Ložek, V.: Kvartérní sedimenty v posadovickém štěrkopískovníku u Vliněvsi na Mělnicku (Profil der Quartärablagerungen in der Schotter- und Sandgrube von Posadovice bei Vlíněves im Mělniker Bezirk). - Anthropozoikum **3** (1953), S. 29-35. Praha 1954 (1954a). - - Příčný řez buližníkovým hřbetem s moustiérienským sídlištěm u Lobkovic a jeho malakofauna. - Ebendort, S. 281-288 (1954b).

Žebera, K., Ložek, V., Knéblová, Vl., Fejfar, O., Mazálek, M.: Zpráva o II. etapě geologického výzkumu kvartéru v Předmostí u Přerova na Moravě (Bericht über die II. Etappe der Durchforschung des Quartärs in Předmostí bei Přerov in Mähren). - Ebendort 4, S. 291-362. Praha 1955.

Manuskr. eingeg. 6. 10. 1956.

Anschriften der Verf.: Dr. František Prošek, Archäologisches Institut der Tschechoslowakischen Akademie der Wissenschaften, Prag III - Letenská 4. - - Dr. Vojen Ložek, Geologische Zentralanstalt, Prag I - Hradební 9.

Ein Vergleich der Lösse der Wischauer Senke (Mähren) mit den Lössen der angrenzenden Gebiete

Von Rudolf Musil und Karel Valoch, Mährisches Museum in Brünn (Brno)

Abstract: This paper deals with the loess layers in the western part of the Vyškov low-ground between Sokolnice and Ivanovice in Hana district in the area east of Brno in Moravia. During the Würm period three loess layers were formed here, being separated from each other by fossil soils. Loesses of Würm 3 are of a brownish colour, darker than the older loesses. The Interstadial Würm 2/3 has the appearance of a brown loess soil, often with a foliaceous structure. The loess of Würm 2 is sometimes absent; this period is distinguished by strong periglacial phenomena. The Interstadial Würm 1/2 is always developed as black earth, often doubled. The loess of Würm 1 forms in most cases the base of the brick pits, while the older Pleistocene sediments where found only in isolated cases.

The results obtained are in agreement with the observations made during our study of the loess in the neighbourhood of Brno and also with those made in the surrounding area, particularly in lower Austria.

Résumé. Notre étude s'occupe des dépôts de loess dans l'Ouest de Vyškov entre Sokolnice et Jvanovice à l'Est de Brno en Moravie. Pendant le Würm trois couches de loess se sont formées, séparees l'une de l'autre par de sols fossiles. Les loess du Würm 3 sont de couleur brunâtre plus foncé que les loess plus anciens. L'interstade Würm 2/3 paraît comme une terre loessique brune, souvent avec une structure à feuillettes. Les loess du Würm 2 manquent quelque fois. Cette période est caracterisée par de forts phénomènes periglaciaires. L'interstade Würm 1/2 paraît toujours comme un tchernozem souvent redoublé. Les loess du Würm 1 forment pour la plupart la base des briqueteries; les sediments de Pleistocène plus ancients ne se trouvent que rarement.

Ces resultats correspondent aux connaissances acquises pendant l'étude des loess dans les environs de Brno et aussi à celles qu'on a acquises dans les regions voisines, surtout en Basse Autriche.

Das Gebiet der Wischauer Senke, welches der Gegenstand unserer Untersuchungen war, liegt östlich von Brünn (Mähren), ungefähr zwischen dem Steinitzer Wald und Ausläufern des Drahaner Höhenzuges. Das Gelände ist mäßig gewellt und unterscheidet sich dadurch von dem Gebiet in der Umgebung von Brünn. Das Landschaftsrelief beeinflußt auch den Zustand der Erhaltung der Lößdecken, die hier von relativ geringerer Mächtigkeit sind. Größtenteils sind bloß drei Lößdecken entwickelt, und nur ausnahmsweise sind ältere pleistozäne Sedimente erhalten.

Die vorgelegte Arbeit knüpft an das Studium pleistozäner Ablagerungen in der Umgebung von Brünn an (Musil, Valoch, Nečesaný 1955, Musil & Valoch 1955), und bezweckt die Feststellung charakteristischer durchgehender Merkmale auf diesem Gebiet. Es wurden alle dort befindlichen Lößgruben untersucht.

Eine eingehende Beschreibung der einzelnen Profile mit daraus folgenden Schlüssen befindet sich in unserer ursprünglichen Arbeit, die mit schematisierten Profilzeichnungen belegt ist (Musil & Valoch 1956).

Die Lösse der Wischauer Senke wurden zum guten Teil im Laufe des letzten Glazials gebildet. Im allgemeinen sind bloß drei Lößlagen entwickelt, die durch fossile Bodenbildung voneinander getrennt sind. Ältere Ablagerungen sind nur vereinzelt vertreten. Schon beim Studium der Lösse aus der Umgebung von Brno war zu sehen, daß ältere Lösse desto weniger erhalten blieben, je flacher die Landschaft ist. Die Arbeiten in der Wischauer Senke haben diese Vermutung voll bestätigt.

Bei der Zusammenfassung der durchgehend erscheinenden Merkmale wurde erkannt, daß viele den bereits an den Lössen der Brünner Umgebung festgestellten, gegebenenfalls jenen durch andere Autoren aus andern Gebieten beschriebenen entsprechen. Es

wird deshalb Aufgabe der folgenden Abschnitte sein, die in dieser Gegend erzielten Ergebnisse zusammenzufassen und zu vergleichen.

Die Lößdecke des Würm 3 bildet gelbbrauner Löß mit stärkerem Gehalt von ausgefälltem $CaCO_3$, größtenteils in Form von kleinen Kalkkonkretionen bis zu Walnußgröße. Eine ähnliche Färbung der jüngsten Lösse wird auch aus andern Gebieten (Waagtal-Slowakei) erwähnt, und es hat den Anschein, daß dieses offenbar klimatisch bedingte Merkmal über ein größeres Areal verbreitet ist. Es ist sicher von Interesse, daß auch E. W. GUENTHER beim Studium der Lösse am Oberrhein über die Größe der Kalk-Konkretionen zu ähnlichen Ergebnissen gelangt. Obzwar es nicht angeht, so entfernte Gebiete zu vergleichen, ist die Erscheinung doch auffallend, daß auch dort in der obersten Lößschichte kleinere Kalkkonkretionen erscheinen, während die Konkretionen der älteren Lösse immer größer sind, so daß man nach GUENTHER schon nach der durchschnittlichen Größe der Kalkkonkretionen auf ihre Herkunft schließen kann (GUENTHER 1953). Auch die Autoren der vorliegenden Arbeit gelangten zu demselben Schluß. Der Löß dieser Periode zeigt in der Wischauer Senke eine typische prismatische Abspaltung, und nur sehr selten (Dědice, Letošov) wurden Zeichen einer Einwirkung des periglazialen Klimas beobachtet. Es kam also, wenigstens in diesem Gebiet, nur ausnahmsweise zur Bildung von Eiskeilen und Solifluktionsvorgängen.

Beim makroskopischen Studium gelang es nicht, die beschriebene Lößdecke in zwei Schichten zu teilen, wie dies J. PELÍŠEK (1954) auf Grund von Korngrößenanalysen tat. Nach PELÍŠEK enthält jeder Löß an der Basis am meisten Sand und am wenigsten Staub, während das Verhältnis an der Oberfläche der Decke umgekehrt ist. K. ŽEBERA etc. (1955) in Předmostí und B. KLÍMA (1955) in Petřkovice teilen den jüngsten Löß nach den vorhandenen Solifluktions-Horizonten.

Der Horizont des Würm 2/3 war ebenso wie in der Umgebung von Brno in Form von braunen, lößartigen Erden entwickelt und wird nach Osten hin durch eine Schichte von bräunlicher Erde ersetzt, die sich vom Hangenden und Liegenden deutlich durch blättriges Gefüge abhebt. Auch in diesem Horizont treten periglaziale Erscheinungen nur ganz vereinzelt auf.

Eine ähnliche Horizontbildung bräunlicher lößartiger Erden der betreffenden Periode wird nicht nur aus andern Gebieten der ČSR, sondern auch aus Niederösterreich beschrieben. Auch dort wurden keine Spuren einer Solifluktionstätigkeit festgestellt (BRANDTNER 1954). Die Autoren nehmen an, daß sich die Bildung des erwähnten Horizontes im Hinblick auf die klimatischen Verhältnisse des Stadials unter mäßig erhöhter Temperatur und bei ausgiebigeren Niederschlägen vollzog. Im Lößaufschluß von Tvarožná liegt unter dem beschriebenen Horizont stellenweise eine schwache rostbraune Erdschichte. Hier handelt es sich wahrscheinlich um eine gewisse Gliederung des letzten Interstadials, die BRANDTNER auch im westlichen Teil von Niederösterreich gefunden hat.

An manchen Stellen der Umgebung von Brno, z. B. in Rozdrojovice (MUSIL 1955), wurde festgestellt, daß der pleistozäne Horizont des Würm 2/3 größtenteils zum holozänen B-Horizont umgewandelt war. Bloß an günstig gelegenen Stellen war eine schwache Schichte der unverwandelten braunen lößartigen Erde erhalten geblieben. Dieselbe Erscheinung beschreibt FR. BRANDTNER (1954) von mehreren Orten in Niederösterreich. Ein analoger Fall kam in der Ziegelei von Topolany vor, wo der letzte Würm-Löß durch den Bodenbildungsprozeß in einen holozänen B-Horizont verwandelt war. Nur an wenigen Stellen blieb er in geringer Mächtigkeit unverändert erhalten.

Bei den Lössen des zweiten Würm-Stadials kann man im allgemeinen dieselben charakteristischen Hauptmerkmale konstatieren, die schon bei früheren Studien festgestellt wurden. Die Lösse des Würm 2 sind überwiegend von geringer Mächtigkeit und fehlen oft ganz; periglaziale Erscheinungen sind stark entwickelt. Ähnliche Merkmale beschränken sich nicht nur auf dieses Gebiet, sondern wurden auch andernorts konstatiert

(Žebera etc. 1955, Prožek-Ložek 1954). Zum Unterschied vom hangenden Löß ist die beschriebene Schichte ockergelb gefärbt und kalkarm.

Periglaziale Erscheinungen treten in dieser Periode in verschiedenen Zeitabständen auf. Manchmal ist die interstadiale Schicht im Liegenden, in der sich lange Eiskeile und an der Oberfläche dünne Fließerdeschichten bilden, stark betroffen. Die Eiskeile sind mit humosen dunklen Erden offenbar aus der umgebenden Schwarzerde ausgefüllt, und die von der Solifluktion betroffenen Oberpartien sind durch dünne Schichten gebildet, deren Farbe zwischen Schwarz und Braun schwankt. Sie entstanden offenbar noch vor der Lößablagerung, in der ersten Hälfte des Stadials. Zwei weitere Solifluktionslagen, die nur im günstigsten Fall entwickelt sind, entstanden während der Lößablagerung, und zwar an ihrem Anfang und an ihrem Ende. Das bedeutet, daß das Klima etwas feuchter sein mußte als zur Zeit der stärksten Lößsedimentation, wo ausgesprochen kontinentales Klima herrschte. Chronologisch kann man also drei verschiedene Phasen der Bildung von Solifluktions-Horizonten unterscheiden.

Solifluktionserscheinungen können in der Wischauer Senke in viel größerem Ausmaß beobachtet werden als in der Umgebung von Brno. Die Lösse des beschriebenen Gebiets liegen meist auf Tegeln, und die Landschaft ist flacher, so daß das Wasser nicht so schnell abfließen konnte, wobei die Verdunstung bei kühlem Klima minimal war. Diese Umstände haben die Solifluktion sicher begünstigt.

Wie erwähnt, ist der Löß der betreffenden Periode relativ schwach entwickelt, was im Zusammenhang mit der gewaltigen Solifluktionstätigkeit auffällt. Die Solifluktion erforderte gewiß ein humideres, der Lößbildung weniger günstiges Klima. Die erhöhte Solifluktionstätigkeit selbst entfernte dann oft auch diese relativ schwache Lößschichte. Daher trifft man Profile an, wo über der Schwarzerde des Würm 1/2 ein solifluktionell geschichteter Horizont und über ihm ein wenig ausgeprägter Bodentypus mit dem letzten bräunlichen Löß liegt. Ja es kommt besonders in flacherem Gelände vor, daß die Lösse des Würm 2 nicht anwesend sind, so daß im Würm-Profil tatsächlich nur zwei typische Lößschichten (W 1 und W 3) vorhanden sind. Vielleicht hat gerade dieser Umstand manche Autoren veranlaßt, im letzten Würm-Glazial nur zwei Lösse zu unterscheiden.

Ganz anders als der Horizont des Würm 2/3 sind die Sedimente des ersten Würm-Interstadials gebildet. Ähnlich wie in der Umgebung von Brno wiederholen sich hier meist verdoppelte Horizonte mit periglazialen Begleiterscheinungen, die im folgenden Stadial entstanden. Fast bei allen Profilen ist im Liegenden der interstadialen Schichtenfolge von Braun- und Schwarzerde eine Schichte rostbrauner bröckeliger Erde entwickelt, die prismatische Struktur hat und sich auffallend von den oberen humosen Lagen unterscheidet. Ihr Liegendes bildet meist ein Ca-Horizont von verschiedener Stärke durch Anhäufungen von kalkigen Pseudomyzelien oder größeren Kalkkonkretionen. Die rostbraune Schichte selbst enthält gewöhnlich kein ausgefälltes $CaCO_3$. Jedesmal liegt unmittelbar über diesem Horizont eine Schwarzerdeschicht, die gewöhnlich mit schwarzem Erdreich ausgefüllte Eiskeile ins Liegende sendet. Über ihr befindet sich eine solifluktionell geschichtete Lage, die aus einzelnen teils dunkleren, teils brauneren dünnen Schichten besteht. Nur im günstigsten Falle, wie z. B. beim Aufschluß in Tvarožná, liegt über dieser Schwarzerde eine schwächere Lage helleren braunen Erdreichs und schließlich eine ganz dünne Schichte, die etwas brauner und humoser ist als das Liegende.

Es ist also klar, daß die Entwicklung der Schichten im Laufe dieses Interstadials viel gegliederter war, als es die Mehrzahl der Profile zeigt. In vielen Fällen wurden die oberen Partien offenbar durch Solifluktionstätigkeit entfernt.

Aufmerksamkeit verdient der Umstand, daß viele dieses Interstadial kennzeichnende Merkmale sich nicht nur in der Umgebung von Brno wiederholen, was ja wegen der Nähe des Gebiets und der gleichen klimatischen Verhältnisse begreiflich ist, sondern

auch in Niederösterreich erscheinen, wie es BRANDTNER (1954) beschreibt. Die Entwicklung der Schichten entspricht im großen ganzen der Wischauer Senke. Auf liegenden rostbraunen Erden, die BRANDTNER konsequent als selbständigen Bodentyp und nicht als B-Horizont der folgenden Schwarzerden einreiht, gelang es ihm an vielen Stellen eine ganz schwache Schichte typischen Lösses zu finden, die den Horizont von der hangenden Schwarzerde trennt. Aus diesem Grunde und auch deshalb, weil die Lößstruktur der rostbraunen Schichte sehr gut erhalten ist, reiht er sie nicht als B-Horizont ein, obwohl hier die Anhäufung von Fe_2O_3, manchmal auch von Al_2O_3, größer ist als im liegenden Löß. Einen typischen B-Horizont läßt er bloß für Riß-Würm-Sedimente gelten, als die Landschaft bewaldet war, doch nicht für das Würm 1/2, als nach seiner Ansicht die Steppe vorherrschte. Nach diesem Autor ist das Riß-Würm die letzte wahre Waldperiode und das letzte klimatische Optimum, dessen Höhe später nicht mehr erreicht wurde.

Beim Studium zur vorliegenden Arbeit konnte die dünne Trennungsschichte typischen Lösses kein einziges Mal festgestellt werden. Auch die anderen heimischen Forscher konnten sie, soweit bekannt, nie beobachten. Die rostbraune Schichte selbst hat größtenteils prismatischbröckelige Struktur und liegt immer unter der tiefsten Schwarzerde der betreffenden Periode.

J. PELÍŠEK (1954) reiht die rostbraune lößartige Erde in seiner Arbeit über das Quartär der östlichen Umgebung von Brno (Ziegelei unter Nová hora) als Braunerde-Horizont ein.

Die obere Schwarzerde der österreichischen Aufschlüsse ist durch zwei Oszillationen in drei Schichten geteilt, wo die äolische Lößablagerung überwog. Die untere Schichte enthält am meisten Humus und zeigt die dunkelste Färbung; nach oben zu vermindert sich nach und nach der Humusgehalt, und die Intensität der Färbung und die Schichte geht allmählich in hellen Löß über. FR. BRANDTNER (1954) ist der Ansicht, daß die schwach humosen braunen Lößschichten bei ständiger leichter äolischer Sedimentation entstanden. Eine ähnliche Entwicklung der Schichten kann man auch bei manchen hier untersuchten Profilen verfolgen. Doch kam es meist zur Entfernung der oberen Partien der Schichtenfolge durch Solifluktionsvorgänge. Die Autoren der vorliegenden Arbeit sind jedoch der Ansicht, daß wohl nicht alle die Schwarzerde trennenden Zwischenschichten auf diese Weise entstanden sind. Es kamen sicherlich auch andere Einflüsse zur Geltung, und man muß daher jedes Profil selbständig im Hinblick auf seine besonderen Bedingungen beurteilen. So beobachtete z. B. R. LAIS (1954), daß die Schwarzerdeschichten der Ziegelei von Dolní Věstonice (Unter-Wisternitz) in einer Mulde liegen und daß die Zwischenschichten nicht an Ort und Stelle durch Verwitterung des Lösses, sondern durch Zuschwemmung weniger verwitterten Materials aus der nahen Umgebung entstanden sind. Er dachte dabei nicht an die Wirkung der reichen Niederschläge, sondern eher an die allmähliche Einebnung der bestehenden Vertiefung.

Aus der Beschreibung der Schichten des gesamten Horizontes geht hervor, daß aus dieser Periode in optimalen Fällen mehrere Schichten erhalten bleiben konnten. Wenn man außerdem noch in Betracht zieht, daß die größere Mächtigkeit dieser Schichtenfolge nicht nur durch autochthone Sedimentbildung, sondern auch durch spätere Anhäufung infolge Anspülung oder Solifluktion (Bučovice, Mouřínov) entstehen konnte, gelangt man zur Erkenntnis, daß die Sedimente des Würm 1/2 auch sekundär bedeutende Mächtigkeit erreichen konnten. Dieser Umstand kann leicht zur Vermutung Anlaß geben, daß sie dem letzten Interglazial angehören, obgleich es sich eigentlich um das erste Würm-Interstadial handelt.

Auf Grund der bisherigen Kenntnisse kann man sagen, daß auf dem beschriebenen Gebiet im Laufe dieser Periode gleiche Bodentypen entstanden, die durch analoge klimatische Verhältnisse bedingt sind und vermutlich dem letzten Interglazial sehr ähnelten,

von welchem sich das erste Interstadial selbst hauptsächlich durch die Länge seiner Dauer unterschied.

Die Lösse des Würm 1 liegen größtenteils schon auf älteren tertiären Unterlagen und sind gelb bis braungelb gefärbt. Sie enthalten hie und da Pseudomyzelien von $CaCO_3$, allenfalls verstreute Kalkkonkretionen. Stellenweise kann man Wurzelröhrchen beobachten, die manchmal nur in bestimmten Lagen konzentriert sind und von dauerndem, ständig erneuertem Graswuchs zeugen. In der aktiven Ziegelei von Rousínov stieß die Untersuchung auf eine 10 cm starke dunklere Lage, die den Löß in zwei Partien teilte. Dieselbe Erscheinung beschrieben Fr. Prošek & V. Ložek (1954) von verschiedenen, ziemlich weit voneinander entfernten Orten. Die Autoren konnten sie auch bei der Untersuchung in Rozdrojovice feststellen (Musil 1955). In der Lehmgrube von Rousínov wurde ferner im Löß des Würm 1 noch eine durchlaufende Lage blättrigen Gefüges angetroffen, die auch K. Žebera (1954) im Solifluktions-Horizont des Würm 1 fand und für einen wichtigen Leithorizont hält.

In vereinzelten Fällen sind noch ältere Riß-Würm-Sedimente vertreten. Doch sind sie nicht so mächtig wie in der Umgebung von Brno. Da sie nur vereinzelt und ungenügend entwickelt vorkommen, kann man keine allgemeineren Schlüsse ziehen. Doch handelt es sich um dieselben Ablagerungen, die Fr. Brandtner (1954) in Niederösterreich beschreibt und als Kremser Bodentypus bezeichnet. Ältere, wahrscheinlich Riß-Lösse sind nur ganz ausnahmsweise erhalten.

Die in der Wischauer Senke erzielten Erkenntnisse beweisen voll die Richtigkeit der Schlüsse sowohl unserer wie auch anderer Studien. Im letzten Glazial sind immer, falls es nicht durch örtliche Einflüsse verändert ist, drei Lösse erhalten. Ohne ihre Eigenschaften näher zu beschreiben, wollen wir nochmals kurz besonders auf die in Interstadialzeiten gebildeten Sedimente aufmerksam machen.

Die Ablagerungen des letzten Würm-Interstadials (W 2/3) weisen nur auf eine nur sehr schwache Erwärmung. Dagegen sind die Ablagerungen des ersten Interstadials (W 1/2) immer als Schwarzerden entwickelt, die manchmal verdoppelt sind. Ähnlich als Schwarzerden sind auch Ablagerungen des letzten Interglazials (R-W) entwickelt, allerdings in relativ größeren Mächtigkeiten. Die interstadialen Sedimente unterscheiden sich von den interglazialen bloß dadurch, daß sie immer in geringerer Mächtigkeit hervortreten. Wir vermuten daher, daß beide Warmzeiten nicht einmal so durch die Intensität, als durch die Dauer des Klimaeinwirkens unterschieden sind. Es besteht bei uns kein Grund, den kürzeren Zeitabschnitt des Würm 1/2 als Interglazial und die tieferliegenden Sedimente einer viel längeren Warmzeit als ein vorangehendes Interstadial zu bezeichnen. Diese Auffassung wird auch durch andere Umstände, z. B. durch starke, am Ende des Interglazials erscheinende Abtragung, bekräftigt.

Zusammenfassend kann man sagen, daß im Untersuchungsgebiet meist drei Lößdecken entwickelt sind, die den einzelnen Würmstadialen angehören. Die Autoren können mit der ab und zu geäußerten Ansicht nicht übereinstimmen, es sei während des letzten Glazials allgemein nur eine Lößdecke angeweht worden. Diese Behauptung ist wohl durch die Tatsache verschuldet, daß die Ablagerungen dieser Periode in bestimmten Gebieten ungenügend entwickelt und erhalten sind oder daß wenig typische Profile unrichtig gedeutet wurden. Ebenfalls kann man nicht der Gleichstellung des Würm 1/2 mit dem Interglazial zustimmen. Die Untersuchung der Lösse des Wischauer Gebiets und der Umgebung von Brünn bietet eine gute Stütze für Soergel's Gliederung des letzten Glazials in drei Stadiale, denen die drei Lößdecken entsprechen.

Vor der Drucklegung dieses Artikels erschien eine Reihe von Arbeiten, die sich mit ähnlichen Lößfragen beschäftigen, von denen besonders die umfangreiche Arbeit Fr. Brandtner's (Eiszeitalter und Gegenwart 7, 1956) für unsere Vergleichsstudien von Wichtigkeit ist, auf die aber leider nicht mehr Bezug genommen werden konnte.

Literatur:

BRANDTNER, Fr.: Über die relative Chronologie des jüngeren Pleistozäns Niederösterreichs. - Archaeologia Austriaca **5**, S. 101-113. 1950. - - Jungpleistozäner Löß und fossile Böden in Niederösterreich. - Eiszeitalter und Gegenwart 4/5, S. 49-82, 1954.

FINK, J.: Die fossilen Böden im österreichischen Löß. - Quartär **6**, S. 85-108, 1954.

FREISING, H.: Gibt es in Hessen drei Würmlösse? - Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver. **35**, S. 54-66, 1954.

GUENTHER, E. W.: Feinstratigraphische Untersuchung eines Lößprofils von Riegel am Kaiserstuhl. - N. Jb. Geol. Paläont. 1953, S. 369-385.

KLÍMA, B.: Výsledky archeologického výzkumu na táboříšti lovců mamutů v Petřkovicích, okr. Ostrava, v roce 1952 a 1953. - Acta Musei Silesiae **4**, S. 1-35, 1955.

LAIS, R.: Über den jüngeren Löß in Niederösterreich, Mähren und Böhmen. - Ber. naturforsch. Ges. Freiburg i. Br. **41**, S. 119-178, 1951. - - Über den Löß von Unter-Wisternitz (Mähren). - Palaeohistoria **2**, S. 135-170, 1954.

MUSIL, R.: Geologická situace na paleolitickém nalezišti v Rozdrojovicích u Brna. - Acta Musei Moraviae **40**, sc. nat. S.5-37, 1955.

MUSIL, R. & VALOCH, K.: Über die Erforschung der Lösse in der Umgebung von Brünn (Brno) in Mähren. - Eiszeitalter und Gegenwart **6**, S. 148-151, 1955. - - Spraše Vyškovského úvalu. - Acta Acad. Scient. Čechoslov., Basis Brunensis **28**. H. 6, 263-307, 1956.

MUSIL, R., VALOCH, K., NEČESANÝ, Vl.: Pleistocenní sedimenty okolí Brna. - Anthropozoikum **4**, S. 107-167. Praha 1955.

PELÍŠEK, J.: Černozeměpohřbené (diluviální) ve spraších od Vyškova. - Sborník Přírodov. klubu v Brně, sep. 1-5, 1938. - - Kvartér východního okolí Brna. - Anthropozoikum **3**, S. 7-28. Praha 1954.

PROŠEK, Fr., LOŽEK, V.: Stratigrafické otázky československého paleolitu. - Památky archeologické **45**, S. 35-74, 1954. - - Spraš ový profil v Bance u Pieštan (záp. Slovensko). - Anthropozoikum **3**, S. 301-323. Praha 1954.

SCHÖNHALS, E.: Fossile gleiartige Böden des Pleistozäns im Usinger Becken und am Rand des Vogelbergs. - Notizbl. hess. Landesamt f. Bodenforsch. Wiesbaden, N. F. **6**, S. 160 bis 183, 1951. - - Über fossile Böden im nichtvereisten Gebiet. - Eiszeitalter und Gegenwart **1**, S. 109-130, 1951.

ŽEBERA, K.: Výsledky výzkumu kvartérních sedimentů v Předmostí u Přerova na Moravě za rok 1952. - Anthropozoikum **3**, S. 139-170, 1954.

ŽEBERA, K., LOŽEK, V., KNEBLOVÁ, Vl., FEJFAR, O., MAZÁLEK, M.: Zpráva o druhé etapě geologického výzkumu kvartéru v Předmostí u Přerova na Moravě. - Anthropozoikum **4**, S. 291-362. Praha 1955.

Anschrift der Verf.: Dr. Rudolf Musil und Karel Valoch, Moravské Museum v Brné (Brünn), Tschechoslowakei.

Kritische Bemerkungen zur Bestimmung der pleistozänen Inlandeismächtigkeit mit Hilfe von Drucksetzungsmessungen

Von Günter Viete, Freiberg/Sa. [1])

Mit 1 Abbildung im Text

Zusammenfassung: Die bisher vorliegenden Angaben über die pleistozänen Inlandeismächtigkeiten differieren untereinander sehr stark (Tab.). Sie beruhen fast ausschließlich auf mehr oder weniger groben Abschätzungen und Vergleichen mit den rezenten Inlandeisgebieten. Es erscheint grundsätzlich möglich, zu genaueren Werten über die ehemaligen maximalen Eismächtigkeiten zu kommen, indem man mittels bodenmechanischer Messungen die durch die Eisbelastung in veränderlich-festen Lockergesteinen erfolgten Gefügeänderungen, d. h. die sogen. maximale Vorbelastung des Sedimentes bestimmt. Es werden die Ergebnisse von einigen an der interglazialen Kieselgur von Klieken bei Coswig, an glazigen gestörten und ungestörten Bändertonen von Niemegk (Fläming) und Sternberg (Mecklenburg), sowie versuchsweise an der Schreibkreide Rügens durchgeführten Messungen mitgeteilt und ihre geologische bzw. glaziologische Deutung diskutiert. Dabei ergeben sich durch die erforderlichen Annahmen über das Raumgewicht des z. T. verschutteten Eises und die Art und Mächtigkeit der zwischen Probeschicht und Eissohle liegenden Ablagerungen sowie durch die Schubbeanspruchung des Untergrundes seitens des sich bewegenden Eises einige z. T. erhebliche Fehlerquellen. Eine grundsätzliche Schwierigkeit stellt außerdem die Möglichkeit nachträglicher Gefügeänderungen, vor allem durch die kaltzeitliche Bodengefrornis, dar. Man wird daher auch durch derartige bodenphysikalische Untersuchungen nur in seltenen Einzelfällen zu genaueren Angaben über die pleistozänen Eismächtigkeiten kommen. Das zeigen auch die an mehreren Braunkohlenvorkommen Mitteldeutschlands durchgeführten Messungen der maximalen Vorbelastung (Tab.), von denen einige Ergebnisse zitiert werden.

Summary. Earlier informations about the thickness of Pleistocene inland ice always are based upon smaler or greater estimations and upon comparisons with recent inland ice. It seems possible to get better values of the former greatest thickness of ice by soil mechanical measurements of the so-called max. preliminary load of sediments with changeable solidness, ice-covered during the Pleistocene. The results of such measurements made on interglacial diatomaceous earth of Klieken near Coswig, on varved clay of Niemegk (Fläming) and Sternberg (Mecklenburg) and as an experiment on the chalk of Rügen are communicated. Their geological interpretation however is very difficult. Some partly considerable sources of errors result from the necessary assumptions about the weight of the ice, the kind and thickness of the layers embedded between the bottom of the ice and the trial bed. Further difficulties are the co-operation of shearing stress on the subsoil caused by the moving ice and the possibility of texture changes especially by freezing of the sediments during a cold period after its ice-covering. Therefore the determination of the thickness of Pleistocene inland ice by investigations based on soil physics will give accurate informations only in a few cases.

Bei verschiedenen glazialgeologischen Problemen — z. B. bei der Klärung der mechanischen Vorgänge am Boden einer sich bewegenden Eismasse oder bei der Abschätzung der Temperaturverhältnisse in den tieferen Teilen eines Inlandeises sowie in dessen Untergrund — spielt die jeweils vorhandene Eismächtigkeit eine wesentliche Rolle. Während aus den nivalen Gebieten der Gegenwart derartige Angaben mit Hilfe der angewandten Seismik relativ leicht zu erlangen sind, ist man bei der Ermittlung der pleistozänen Eismächtigkeiten fast nur auf mehr oder weniger hypothetische Abschätzungen angewiesen. Dementsprechend differieren die in der Literatur angegebenen Werte über die Dicke des pleistozänen Inlandeises in Nord- und Mitteldeutschland z. T. recht stark. Einige Beispiele mögen das erläutern (Tab. 1).

Grundsätzlich muß zunächst unterschieden werden zwischen Angaben über die Randdicke des Inlandeises während einer Vereisung in einem Gebiet und den Werten

[1]) Nach einem auf der 8. Hauptversammlung der DEUQUA am 23. 9. 1956 in Marburg/Lahn gehaltenen Vortrag; ergänzt und erweitert.

Tabelle 1
Pleistozäne Inlandeisdicke in Mitteleuropa

Autor	Gebiet	Eisdicke	Bemerkungen
Helland (1879)	Berlin mittlere Ostsee	370 m 650—700 m	
Dathe (1894)	mittlere Ostsee	maximal 4000 m	Gefälle der Eisoberfläche mit 1 : 100 angesetzt
Frech (1901)	Trebnitzer Katzengebirge	anfangs 100—200 m maximal 600—800 m	
Zimmermann (1905)	Stettin	3300 m	Gefälle der Eisoberfläche mit 0,5% angesetzt
Deecke (1906)	Stettin	1000 m 400—500 m	während der Hauptvereisung; bei letzter Vereisung
Grahmann (1925)	Leipzig Dresden	400 m 200 m	} für die Elstereiszeit, Gefälle } 1 : 500 angesetzt
Penck (1933)	südl. Ostsee	1000—1500 m	
Bettenstaedt (1934)	Halle	200—250 m	Hauptvorstoß der Saaleeiszeit
Gripp (1947)	Holstein	100—130 m	für die letzte Eiszeit
Wagenbreth (1955)	Profen b. Zeitz	60 m	für Saaleeiszeit; Gefälle 1 : 1000 angesetzt.

für die jeweiligen maximalen Eismächtigkeiten. Im erstgenannten Fall ist man fast ausschließlich auf Vergleiche mit den Verhältnissen an rezenten Eiskappen bzw. ihren Randgletschern angewiesen und muß dabei aber auch unbedingt die Gefällsverhältnisse der Eisoberfläche und den Bewegungszustand des Eises (Unterschiede zwischen Vorstoß- und Rückzugsstadium!) berücksichtigen. Nur ausnahmsweise, wenn z. B. wie am Klingberg bei Sülfeld in Holstein junge Schliffspuren an einem in unmittelbarer Nähe des äußersten Eisrandes gelegenen Nunatak feststellbar sind (Illies), werden genauere direkte Angaben über randliche Eismächtigkeiten möglich sein. Die Abschätzung der maximalen Eisdicke in einem randfernen Gebiet ist praktisch nur mit der von Grahmann (1925) angegebenen Methode einer Dreiecksberechnung möglich, d. h. Berechnung der Eismächtigkeit aus der Entfernung des Untersuchungsgebietes von der äußersten Randlage der betreffenden Vereisung unter der Annahme bestimmter Werte für die Randdicke und Oberflächenneigung des Eises sowie für die Gefälls- bzw. Geländeverhältnisse des Untergrundes. Während man über die beiden erstgenannten Faktoren auf Grund von Vergleichen mit den Verhältnissen in rezenten Inlandeisgebieten noch zu hinlänglich zuverlässigen Werten kommen kann, stellt die Abschätzung des ehemaligen Bodenreliefs vor allem für die älteren Vereisungen eine erhebliche Fehlerquelle dar. Man wird daher mit dieser Methode zwar für randnahe Gebiete zu brauchbaren Werten kommen, aber bei Abschätzungen z. B. der maximalen Dicke des elsterglazialzeitlichen Inlandeises im Gebiet der südlichen Ostsee nur sehr hypothetische Angaben erhalten. Insgesamt ergibt sich, daß alle diese Eisdickenangaben an gewisse Annahmen gebunden sind, und das Bestreben, auf irgendeinem Wege zu exakteren Werten zu kommen, ist daher durchaus verständlich.

Im ingenieurgeologischen Schrifttum findet man nun in neuerer Zeit wiederholt Hinweise, daß nach den Arbeiten von Terzaghi und Casagrande durch Drucksetzungsmessungen an veränderlichfesten Lockergesteinen (vor allem Tonen) deren maximale Vorbelastung, d. h. auch eine frühere stärkere Belastung durch überlagernde Schichten und bei einem im Pleistozän eisbelasteten Sediment dessen maximale Eisbelastung, bestimmt werden kann. Damit ist also offenbar die Möglichkeit einer exakten Eisdickenbestimmung auf Grund von theoretisch wohl begründeten bodenphysikalischen Meß-

werten gegeben. DÜCKER (1951) hat entsprechende Versuche im Hinblick auf die Ermittlung der pleistozänen Inlandeismächtigkeiten in Nordeutschland angestellt und einige Ergebnisse mitgeteilt.

Die theoretischen Grundlagen für die Drucksetzungsmessungen und ihre Anwendung zur Bestimmung der maximalen Vorbelastung sind in jedem modernen Lehrbuch der Ingenieurgeologie zu finden. Das gesamte Verfahren ist relativ einfach. Zunächst werden (möglichst von Tonen oder tonigen Sedimenten) ungestörte Bodenproben entnommen und zwecks Vermeidung eines Wasserverlustes sofort einparaffiniert. Im Laboratorium werden aus diesen Proben Probekörper bestimmter Dimension vorsichtig ausgestochen, in einem Ödometer oder K - D- (Kompression - Durchlässigkeit-) Gerät stufenweise unter Druck gesetzt und die jeweiligen Setzungsbeträge gemessen. Aus der Belastungs-Setzungs-Kurve (auf log-Papier) kann dann auf einfache Weise die max. Vorlast bestimmt werden. Eine eingehende, sehr klare Darstellung des Meßverfahrens hat DÜCKER in der genannten Arbeit gegeben.

Es bestehen kaum Zweifel, daß dieses Meßverfahren durchaus zuverlässig ist und zu exakten Werten der max. Vorbelastung führt — sofern in dem Sediment keine Gefügeänderungen nach seiner größten Belastung stattgefunden haben. (Auf diesen Punkt ist später noch einzugehen.) Die ersten Schwierigkeiten treten jedoch schon bei der geologischen Deutung des ermittelten Belastungswertes auf. Bei einem ehemals eisbedeckten Sediment setzt sich die geologische Auflast aus a) der Eislast und b) dem Gewicht der zwischen dem Eis und der untersuchten Schicht liegenden Sedimente zusammen.

Zu a). Das Raumgewicht des Eises darf nicht (wie im ingenieurgeologischen Schrifttum vereinzelt geschehen) generell mit 0,8—0,9 g/cm³ angesetzt werden, da der unterste Teil der pleistozänen Gletscher und Inlandeismassen sicher mehr oder weniger mächtig durch die eingefrorene Grundmoräne verschuttet war. KELLER (1954) gibt für gefrorenen Geschiebelehm ein Raumgewicht von 2,1 g/cm³ an und rechnet bei den bekanntlich stark verschutteten Toteismassen mit einem mittleren Raumgewicht für Eis + eingefrorene Grundmoräne von 1,5 g/cm. Das erscheint jedoch nur für abschmelzendes, schuttreiches Toteis zulässig. Bei aktivem vorstoßendem Eis müßte man für eine genaue Berechnung die Mächtigkeit der bodennahen Schuttzone kennen. Hier ist man jedoch nur auf allgemeine Annahmen bzw. Vergleiche mit rezenten Gletschern angewiesen. Bei den erheblichen Raumgewichtsdifferenzen von 2,1 und 0,9 g/cm³ können somit in Hinblick auf die Abschätzung der ehem. Eisdicke bereits erhebliche Fehler auftreten.

Zu b). Zur genauen Ermittlung des Gewichtes der „Zwischenschichten" müßte ihre Art und Mächtigkeit bekannt sein. Das ist aber sicher nur sehr selten der Fall. Eine Abschätzung der nachträglichen fluviatilen oder (bzw. und) glaziären Erosionswirkungen und -beträge ist meist garnicht oder nur sehr hypothetisch möglich. Wie will man z. B. bei der Untersuchung einer Septarientonprobe aus dem mitteldeutschen Raum feststellen, welche Ablagerungen in welcher Mächtigkeit sie zur Zeit der maximalen Eisbelastung überlagerten? Die einzige Möglichkeit, diese Schwierigkeit zu vermindern, bestände darin, die Messungen an interglazialen Ablagerungen in Gebieten, die anschließend nur noch einmal vom Eise überfahren wurden, durchzuführen. In Hinblick auf die stratigraphischen Unsicherheiten und die Bindung des Verfahrens ausschließlich an veränderlich-feste Lockergesteine wären derartige genau bestimmbare Messungen nur in Sonderfällen durchführbar. — In diesem Zusammenhang sei erwähnt, daß selbst bei hinlänglich genauer Bestimmung aller Faktoren im allgemeinen keine Aussage über die Zeit der maximalen Eisdicke möglich ist, die innerhalb der verschiedenen Vereisungsperioden und Eisvorstöße sicher wesentlich durch das örtlich vorhandene präglaziale Relief beeinflußt wurde.

Im Folgenden sollen nun die Ergebnisse einiger Drucksetzungsmessungen mitgeteilt und jeweils die geologische Deutung der ermittelten max. Vorbelastung diskutiert werden.

Die Drucksetzungsmessungen wurden im Laboratorium für Bodenmechanik des Institutes für Tagebaukunde an der Bergakademie durchgeführt. Herrn Dipl.ing. NEUMANN sei für seine Unterstützung herzlichst gedankt.

1. Kieselgur von Klieken bei Coswig

   Die Proben wurden aus der untersten „schweren Gur" entnommen. Sie waren überlagert von etwa 4 m Kieselgur (Raumgewicht 1,3 g/cm³), 2,5 m tonigen Beckenablagerungen (etwa 1,6 g/cm³) und 5—6 m Sanden (etwa 1,5 g/cm³).
   Maximale Vorbelastung: 5,8—6,0 kg/cm².

   Deutung: Unter der Annahme, daß z. Zt. der Eisbedeckung zwischen der Probestelle und der Eisunterkante 4 m Gur und 2,5 m tonige Beckenablagerungen vorhanden waren und das Eis selbst eine etwa 10 m mächtige Zone mit Moränenschutt (2,1 g/cm³) enthielt, ergibt sich eine Eisdicke (reines Eis mit eingefrorenem Grundmoränenschutt) von etwa 40—45 m. Auch wenn man annimmt, daß die Zwischenschichten noch mächtiger waren (z. B. entsprechend den heutigen Verhältnissen etwa 8—9 m), bleibt immer noch eine zusätzliche Belastung, die einer rund 30 m mächtigen Eismasse entsprechen würde.

   Aus diesem Ergebnis folgt, daß das Kieselgurlager von Klieken nochmals vom Eise überfahren worden sein muß. Dieser Befund stimmt mit den zu beobachtenden geologischen Verhältnissen (Stauchungen) überein, obwohl eine echte Grundmoräne im Hangenden der Gur nicht vorhanden ist. —

   Vergleichsweise sei erwähnt, daß DÜCKER (1951) an der Kieselgur der Lüneburger Heide folgende max. Belastungen feststellte: Munster 9,5 kg/cm², Wiechel 4,7 kg/cm², Schwindebek 0,8 kg/cm². Von diesen drei Vorkommen sind die beiden erstgenannten auch unter Berücksichtigung der überlagernden Schichten usw. sicher nochmals vom Eise überfahren worden.

2. Bänderton, Ziegelei am Kirstenhof bei Niemegk

   Es handelt sich hier um Staubeckentone, die spätestens vor dem Eis der Warthevereisung abgelagert, anschließend vom Eise überfahren und z. T. stark glazigen gestaucht worden sind (vgl. KEILHACK 1903, VIETE 1953). Die zu untersuchenden Proben wurden aus einem nur sehr schwach gestörten Teil des Vorkommens entnommen. Heutige Überdeckung am Ort der Probenahme: 2,75 m Ton (1,8 g/cm³) und 7 m Schmelzwassersande.

   a. Lage der Druck-Testflächen parallel zur Schichtung und etwa parallel zur heutigen Tonoberfläche: maximale Vorbelastung 7,4—7,5 kg/cm². Rechnet man mit einer ehemaligen „Zwischenschicht" von 3 m Ton und wiederum 10 m verschuttetem Eis, so ergibt sich eine maximale Eisdicke von rd. 70 m, die somit wohl auch für die glazigenen Lagerungsstörungen der Bändertone verantwortlich zu machen wäre.

   b. Lage der Druck-Testflächen senkrecht zur Schichtung mit einer N-S-Orientierung: maximale Vorbelastung 5,3 kg/cm².

   c. Lage der Druck-Testflächen senkrecht zur Schichtung mit einer O-W-Orientierung: maximale Vorbelastung 4,2 kg/cm².

   Auf die Deutung der beiden letztgenannten Ergebnisse wird im Anschluß an die Besprechung der Messungen eingegangen.

3. Beckentone, Ziegelei Sternberg (Mecklenburg)

   Im unteren Teil des Stoßes dieser westlich Sternberg, nahe der Straße nach Brüel gelegenen Ziegelei steht ein dunkler, fetter Ton an, der stark gestauchte und ver-

knetete Fetzen von Bändertonen enthält und dementsprechend offenbar durch Eisdruck stark gestört ist. Er wird überlagert von einem völlig ungestörten braunen Ton mit einer sehr gut ausgeprägten Grob- und Feinbänderung (Abb. 1).

a. Proben aus dem unteren grauen Ton, etwa 10—20 cm unter dessen Oberkante; Druck-Testflächen parallel der Tonoberkante: maximale Vorbelastung 10,5 bis 11,5 kg/cm².

   Deutung: Unter der Annahme, daß z. Zt. der Eisbedeckung eine „Zwischenschicht" von rund 1 m Ton (1,9 kg/cm²) vorhanden und von dem Eis selbst wiederum eine Bodenzone von 10 m verschuttet war, erhält man eine Überlagerung von etwa 100—110 m Eis.

b. Proben wie a), jedoch Druck-Testflächen senkrecht zur Tonoberkante etwa NO—SW orientiert: max. Vorbelastung 6 kg/cm².

c. Proben wie b), jedoch Druck-Testflächen etwa NW—SO orientiert: max. Vorbelastung 2,5 kg/cm².

Proben aus dem oberen, ungestörten, braunen Ton, etwa 0,7 m über dem grauen Ton entnommen. Überlagerung: rd. 2,5 m gebänderter Ton und 0,4 m Boden; Druck-Testflächen parallel zur Schichtung des Tones. Maximale Vorbelastung: 8 kg/cm². Deutung: In Hinblick auf die glazigen völlig ungestörte Lagerung des oberen Tones erscheint die maximale Vorbelastung außerordentlich groß, denn selbst wenn man annimmt, daß die Probeschicht von 10 m Ton überlagert gewesen wäre, dürfte nur eine Belastung von etwa 2 kg/cm² auftreten. Das Meßergebnis zwingt also zu der Annahme, daß auch dieser Beckenton nochmals von einer mindestens 30—40 m



Abb. 1. Tongrube Ziegelei Sternberg (Mecklenburg). Im oberen Teil des Stoßes grob gebänderter, glazigen ungestörter Beckenton mit durch Sackungen (?) entstandenen Zerrsprüngen; darunter grauer, stark gestörter Beckenton mit zerrissenen und gefältelten, völlig unregelmäßigen Bändertonfetzen. Die Probenahme erfolgte etwa 20 m von diesem Ausschnitt nach links (westlich).

mächtigen Eismasse überdeckt wurde. Die allgemeinen geologischen Verhältnisse sprechen jedoch eindeutig gegen eine derartige nochmalige Eisbedeckung, die sicher auch mehr oder weniger kräftige Lagerungsstörungen in den Tonen verursacht hätte. Die einzigen in dem oberen Beckenton vorhandenen Störungen sind einige scharf begrenzte Verwerfungen mit Sprunghöhen von einigen 10 cm, wie sie in eiszeitlich gefrorenen Schichtpaketen — entstanden durch Setzungsvorgänge oder Sackungen im Untergrund infolge allmählichen Tieftauens — häufig zu beobachten sind. Es ergibt sich also hier eine deutliche Diskrepanz zwischen dem Meßergebnis und dem geologischen Befund, die zunächst nicht erklärbar ist.

4. Schreibkreide von Rügen

Da Versuche von Dr. JACOB, Freiberg/Sa., über die Zusammenhänge zwischen der Drucksetzung bzw. der maximalen Vorbelastung von Weichbraunkohlen und ihren Brikettiereigenschaften gezeigt haben, daß auch an Braunkohlen — d. h. Gesteinen, die nicht mehr zu den Lockerablagerungen i.e.S. gerechnet werden können — derartige Messungen erfolgreich durchgeführt werden können, wurde der Versuch unternommen, einige Proben der Rügener Schreibkreide auf ihre Vorbelastung zu untersuchen.

a. Probe aus dem alten Küster'schen Bruch bei Saßnitz mit einer heutigen Überlagerung von etwa 20 m Kreide und 3—4 m Geschiebemergel: max. Vorbelastung 20 kg/cm². Rechnet man mit einer früheren Zwischenschicht von 25 m Kreide (1,9 g/cm³) und 10 m verschuttetem Eis, so ergibt sich hier eine max. Eisdicke von 150—160 m.

b. Probe wie a), jedoch Druck-Testfläche nicht horizontal, sondern senkrecht etwa in N-S-Richtung orientiert: max. Vorbelastung 13,5 kg/cm².

c. Probe wie b), jedoch Druck-Testfläche etwa O-W-orientiert: max. Vorlast 11,8 kg/cm².

d. Probe aus einem Kreidebruch bei Gummanz; bei einer heutigen Überlagerung von rd. 10 m Kreide und 1 m Geschiebemergel: max. Vorbelastung 48,5 kg/cm². Setzt man in diesem Falle willkürlich eine ehemalige „Zwischenschicht" von 20 m Kreide sowie 10 m verschuttetem Eis an, so ergibt sich im Gegensatz zum Raum Saßnitz eine maximale Eismächtigkeit von etwa 480 m!

Obgleich bei der Deutung dieser Meßergebnisse über die Art und Mächtigkeit der während der größten pleistozänen Eisbedeckung vorhanden gewesenen Ablagerungen zwischen der Eisunterkante und der Probestelle infolge des Fehlens entsprechender geologischer Beobachtungen und wegen der Unklarheiten über die jungen tektonischen Verhältnisse bzw. Bewegungen in diesem Gebiet nur ganz willkürliche Annahmen gemacht werden können, bleibt der große Unterschied zwischen den Meßergebnissen von Saßnitz und Gummanz zunächst unerklärlich. Absolut genommen, erscheint die bei Saßnitz ermittelte Eisdicke von 150—160 m außerordentlich gering, denn allgemein nimmt man doch für die maximale pleistozäne Inlandeismächtigkeit (Elster- oder Saaleeiszeit) im Gebiet der südlichen Ostsee erheblich größere Werte an.

Betrachtet man die hier mitgeteilten Ergebnisse, so zeigt sich, daß einige mit den allgemeinen geologischen Befunden nur schwer oder garnicht in Einklang zu bringen sind. Außerdem muß festgestellt werden, daß die zur Deutung der maximalen Vorbelastung erforderlichen Annahmen über die Raumgewichtsverhältnisse des Inlandeises und die Mächtigkeit der „Zwischenschichten" mehr oder weniger große Unsicherheiten zur Folge haben und man die ermittelten Werte für die Eismächtigkeiten keineswegs als „exakt" bezeichnen darf. Weitere Überlegungen über die Grundlagen der gesamten Methode zeigen nun, daß noch weitere Schwierigkeiten z. T. grundsätzlicher Art vorhanden sind.

I. Bei der Deutung der maximalen Vorbelastung eines ehemals eisbedeckten Sedimentes ist zu berücksichtigen, daß sich die Druckbeanspruchung des Untergrundes durch eine bewegte Eismasse aus dem statischen Belastungsdruck und der Schubkraft des Eises zusammensetzt, wobei die letztere von der Bewegungsgeschwindigkeit des Eises abhängig ist. Bei der Zusammenpressung der Sedimente müssen somit streng genommen beide Komponenten berücksichtigt werden. Bisher ist es jedoch nicht möglich, genauere Aussagen über die Größe der Schubkraft und ihre Tiefenreichweite zu machen. Zweifellos dürfte ihr Anteil bei tiefer gelegenen Schichten zu vernachlässigen sein. Bei nur wenige Meter unter dem Eis gelegenen oder glazigen gestörten Sedimenten muß jedoch ihre Mitwirkung unbedingt berücksichtigt werden. Bei den vorstehenden Untersuchungen trifft das vor allem für die beiden Tonvorkommen von Sternberg und Niemegk zu. Da bei der Zusammenpressung des Sedimentes hier sicher eine Schubkomponente mitgewirkt hat, ergeben die nur eine statische Druckbeeinflussung berücksichtigenden Berechnungen zu große Eismächtigkeiten.

Um die Größenordnung dieser Schubkomponente wenigstens näherungsweise abschätzen zu können, wurden vom Niemegker Bänderton und vom unteren Sternberger Ton Proben ausgemessen, bei denen die Testflächen des Druckversuches senkrecht zur Schichtung bzw. Tonoberfläche und in verschiedenen Himmelsrichtungen orientiert waren. Die erhaltenen Werte setzen sich zusammen aus der allseitigen Zusammenpressung der Sedimente und ihrer glazigenen Schubbeanspruchung. Wenn man nun die Testflächen einmal genau in die Vorstoßrichtung des Eises und einmal senkrecht dazu orientiert — was nur möglich ist, wenn nur eine Eisbedeckung des Sedimentes vorhanden war — kann man beide Komponenten trennen und Hinweise über die Größe der Schubkraft erhalten. Leider ist es jedoch nur selten möglich, die durch das jeweilige präglaziale Relief bedingte lokale Vorstoßrichtung des Eises zu bestimmen.

Die Meßergebnisse von Niemegk (2 b, c) zeigen mit 5,3 bzw. 4,2 kg/cm², bezogen auf die Normalmessung von 7,4—7,5 kg/cm², relativ hohe Werte und geringe Differenzen untereinander. Es bestände jedoch die Möglichkeit, daß gerade hier, wo kräftige glazigene Lagerungsstörungen vorliegen, die Schubkomponente besonders groß war. Setzt man dieselbe einmal hypothetisch mit 3 kg/cm² an, so bliebe für die Eisdicke entsprechend (2 a) nur noch ein Wert von etwa 20 m übrig. — Bei dem unteren Sternberger Ton (3 b, c) beträgt der Unterschied zwischen den NO- und NW-orientierten Messungen 3,5 kg/cm². Unter der Annahme, daß dieser Wert die Schubbeanspruchung darstellt, ergibt sich für die statische Belastung etwa 8 kg/cm² und gemäß (2 a) eine Eisdicke von rund 70—75 m. — Es sei erwähnt, daß diese Angaben hier keineswegs als definitive Tatsachen gewertet werden, sondern nur die Schwierigkeiten und Fehlerquellen aufzeigen sollen, die mit der Eisdickenbestimmung nach der K-D-Methode verbunden sind.

II. Noch schwerwiegender als die bisher genannten Unsicherheiten erscheinen jedoch die folgenden grundsätzlichen Bedenken. Die gesamte Bestimmungsmethode beruht auf der Grundvoraussetzung, daß in den Ablagerungen nach ihrer maximalen Belastung keine Gefügeänderungen erfolgt sind. Derartige nachträgliche Veränderungen der Lage der Sedimentkörner zueinander können ganz allgemein z. B. durch stärkere Erschütterungen, Stoß- oder Druckwirkungen, Zu- oder Abnahme des Wassergehaltes sowie eine Gefrornis der Schichten verursacht worden sein.

a. Erschütterungen, Stoß- und Druckwirkungen durch natürliche Vorgänge sind in den hier zur Diskussion stehenden Gebieten und Ablagerungen im allgemeinen wohl zu vernachlässigen. Es werden zwar gelegentlich noch nachträgliche Sackungen und Setzungen von Schichtpaketen stattgefunden haben, aber die dabei auftretenden Gefügeänderungen sind sicher nur gering.

Zur Vervollständigung sei erwähnt, daß derartige Beeinflussungen auch im Zusammenhang mit tektonischen Vorgängen auftreten können. Obwohl eine ganze Reihe von Anzeichen

für Schollenbewegungen in Nord- und Mitteldeutschland während des Pleistozäns vorliegen, ist es heute noch nicht möglich, genauere Angaben über diese z. T. auch jungquartäre Bruchtektonik zu machen. Es muß jedoch damit gerechnet werden, daß durch derartige Vorgänge vor oder nach der maximalen Eisbedeckung mehr oder weniger lokal Beeinflussungen des Korngefüges von Lockerablagerungen stattgefunden haben.

Recht wesentlich erscheinen ferner gewisse künstliche Beeinflussungen dieser Art, z. B. bei der Gewinnung von Probematerial durch Kernbohrungen oder bei der Zurichtung der Probekörper für den Belastungsversuch (Einpressen eines Metallringes von 5—10 cm Durchmesser und 2 cm Höhe in die Bodenprobe oder bei Braunkohlen — nach NEUMANN & JACOB 1956 — Ausfräsen eines entsprechend großen Probekörpers mit einem Kernbohrer). Es besteht durchaus die Möglichkeit, daß durch derartige Bearbeitungen das Korngefüge gestört und damit das Meßergebnis beeinflußt wird.

b. Veränderungen des Wassergehaltes der Ablagerungen haben sicher mehrfach stattgefunden. Genauere Untersuchungen über die Beeinflussung des Wertes der maximalen Vorbelastung durch Feuchtigkeitsschwankungen stehen noch aus. Vorläufige Vergleichsmessungen an Proben, die vom lufttrockenen Stoß entnommen worden waren, ergaben Differenzen gegen „normal" bergfeuchte Proben von 0,5—1,5 kg/cm². Diese Werte sind relativ gering, können aber gelegentlich von ausschlaggebender Bedeutung sein. Unbekannt ist vor allem auch das Verhalten des Korngefüges bei einem mehrmaligen Wechsel von stärkerer und geringerer Durchfeuchtung bzw. Austrocknung. Mit dieser Beeinflussung hängen eng die Gefügeänderungen infolge

c. Gefrornis und Auftauen der belasteten Sedimente zusammen. Bekanntlich sind bei der Bodengefrornis verschiedene Bodenfrostrukturen — wie kompaktes Bodeneis, Eislinsen, Eisschichten usw. — zu unterscheiden. Bei ihrer, u. a. von Bodenart, Korngrößenverteilung, Frostintensität und -eindringungsgeschwindigkeit abhängigen Entstehung findet teils eine Wasserauspressung, bei feinkörnigen Ablagerungen jedoch meist eine Wasseranreicherung aus der Umgebung statt. Dabei erfolgen in den Lockerablagerungen Veränderungen des Korngefüges und zwar vor allem Gefügelockerungen, deren Stärke von der Art, Schnelligkeit und Dauer der Gefrornis, den Korngrößenverhältnissen, der Wasseranreicherung usw. bestimmt wird. Besonders starke Lockerung erfolgt in Bereichen großer Eisanreicherung sowie in Eislinsen, -adern und -schichten, während in deren Umgebung durch Wasserentzug möglicherweise umgekehrt eine Kornverdichtung stattfinden kann. Beim Auftauen einer gefrorenen Lockerablagerung wird die Gefügelockerung mit der allmählichen Wasserabgabe zurückgehen, aber es wird sicher ein gewisser irreversibler Lockerungsrest erhalten bleiben — sofern nicht infolge starker Wasserübersättigung Kornumlagerungen erfolgten, wodurch das ehemalige Korngefüge dann selbstverständlich restlos zerstört wird. — In Hinblick auf die hier zur Diskussion stehenden Fragen ergibt sich zunächst, daß man Proben für Drucksetzungsmessungen nur in den frostfreien Jahreszeiten und zwar aus den Teilen eines Schichtenpaketes entnehmen darf, die außerhalb des Bereiches der winterlichen Gefrornis liegen. Neben dieser winterlichen muß aber auch die eiszeitliche Bodengefrornis berücksichtigt werden. Es bestehen wohl heute keine Zweifel mehr darüber, daß während der pleistozänen Kaltzeiten im gesamten mitteleuropäischen Periglazialgebiet ein mehr oder weniger tiefgründiger Dauerfrostboden mit einer nur wenige Dezimeter bis Meter mächtigen sommerlichen Auftauzone vorhanden war. Die Tiefenreichweite dieser Gefrornis wird man unter Berücksichtigung der kaltzeitlichen Klimaverhältnisse und der Situation in den heutigen subpolaren Tundren- bzw. Periglazialgebieten mit mindestens einigen zehn Metern (zunehmend von Westen nach Osten) ansetzen können. Ein erheblicher Teil der pleistozänen und z. T. auch der präquartären Sedimente im mitteldeutschen Raum muß somit infolge dieser Gefrornis und des Wechsels der Kaltzeiten und Interstadial- bzw. Interglazialperioden Gefügeänderungen erlitten haben. Eine Abschätzung über die Stärke der Beeinflussung des Wertes der maxi-

malen Vorbelastung durch diese Veränderungen des Korngefüges dürfte kaum möglich sein, da die hier mitwirkenden Variabeln, wie Art der Gefrornis, Wassergehalt des Sedimentes, Tiefe der Frosteinwirkung und des Auftauens, Häufigkeit des Wechsels zwischen Gefrornis und völligem Auftauen usw., wohl niemals sicher ermittelt bzw. rekonstruiert werden können. Zudem liegen bisher auch noch keine experimentellen Untersuchungen zu diesem Fragenkomplex vor. Drei Proben, die in gefrorenem Zustand entnommen und langsam aufgetaut wurden, ergaben in zwei Fällen um 2 bzw. 3,5 kg/cm² zu geringe, in einem um 2,4 kg/cm² zu hohe Werte. Abschließend ist somit festzustellen, daß diese Gefügeänderungen den Wert der gesamten Methode für die Eisdickenbestimmung sehr stark vermindern. Man wird daher die im Vorangegangenen abgeleiteten Zahlen zwar als schätzungsweise mögliche, jedoch keineswegs sichere Angaben ansehen dürfen.

Überblickt man diese Erörterungen, so ergibt sich folgendes:

1. Die K-D-Methode führt entsprechend ihrer theoretischen Grundlagen zu exakten Werten für die maximale Vorbelastung eines veränderlich-festen Lockergesteins, sofern in diesem keine sekundären Veränderungen des Gefüges stattgefunden haben.
2. Bei der geologischen Deutung der maximalen Vorbelastung ergeben sich durch die Unkenntnis eventueller früherer Erosionswirkungen, der Zusammensetzung und Mächtigkeit der ehemaligen hangenden Schichtenfolge, tektonischer Beanspruchungen usw. mehrere Unsicherheitsfaktoren.
3. Die gleichen Faktoren treten bei der Ermittlung der maximalen pleistozänen Inlandeismächtigkeit aus der Vorbelastung ehemals eisbedeckter Sedimente auf. Dazu gesellen sich als weitere Schwierigkeiten: Abschätzung der Raumgewichtsverhältnisse des z. T. verschutteten Inlandeises, Mitwirkung einer Schubkomponente bei der Zusammenpressung der Ablagerungen des Untergrundes und nachträgliche Gefügeänderungen durch die eiszeitliche Bodengefrornis.

Damit kann festgestellt werden, daß aus der maximalen Vorbelastung zwar gewisse Hinweise über die ehemalige Inlandeismächtigkeit abgeleitet werden können, aber in keiner Weise als exakt zu bezeichnende und auch kaum zuverlässigere Werte zu erhalten sind, als z. B. nach den erwähnten Abschätzungen mit der Dreiecksmethode.

Ergänzend sei noch auf einige bei der Bestimmung der maximalen Vorbelastung von Weichbraunkohlen erzielten Ergebnisse hingewiesen (vgl. NEUMANN & JACOB 1956).

Tabelle 2
Maximale Vorbelastung einiger Braunkohlenflöze
(n. NEUMANN & JACOB 1956)

Gebiet	Ort	geol. Alter	max. Vorbelastung
Lausitz	Piskowitz	Unter-Miozän	8—11 kg/cm²
Oberlausitz	Berzdorf	„	22—25 „
Niederlausitz (Unterflöz)	Kleinleipisch	„	21—30 „
	Niemtsch	„	24—30 „
	Klettwitz	„	27—31 „
Borna (Hauptflöz)	Schleenhain	Unter-Oligozän	32—43 „
Bitterfeld	Holzweissig	Ober-Oligozän	39—64 „
Geiseltal	Kayna	Mittel-Eozän	50—63 „
Harzrand	Nachterstedt	„	
	Oberflöz		70—79 „
	Unterflöz		49—70 „

Nach einleitenden Vorversuchen über die Setzungsbeträge und Kompressibilität von Torfen und Braunkohlen, die Einflüsse des Wassergehaltes usw. haben die genannten Verff. jeweils mit mehreren Proben die maximale Vorbelastung einiger Braunkohlenflöze bestimmt (Tab. 2). Wollte man aus diesen Zahlen die jeweilige maximale Inlandeismächtigkeit bestimmen, so würden sich auch unter Berücksichtigung der Deckgebirgsmächtigkeiten recht eigenartige Verhältnisse ergeben. Es zeigt sich allgemein, daß die max. Vorbelastung und auch die Schwankungsbreite der Meßergebnisse mit zunehmendem Alter der Kohlen zunimmt. Der Unterschied zwischen den etwa gleichaltrigen Kohlen von Piskowitz und Berzdorf könnte mit den starken glazigenen Lagerungsstörungen der letzteren in Verbindung gebracht werden — aber die übrigen weniger stark gestörten Kohlen der Niederlausitz zeigen gegenüber Berzdorf keine wesentlich anderen Werte. Sehr auffällig ist außerdem, daß das Nachterstedter Oberflöz eine größere max. Vorbelastung aufweist als das Unterflöz! Durch Setzungsversuche an verschiedenen Torfen konnten die Verff. nun nachweisen, daß die Kompressibilität derartiger Ablagerungen wesentlich von der Art der beteiligten pflanzlichen Substanzen, d. h. von der Fazies abhängig ist. Das muß sich selbstverständlich bei den durch Drucksetzungsmessungen ermittelten Werten der maximalen Vorbelastung von faziell verschiedenen Braunkohlen ebenfalls bemerkbar machen. Auch regionale Unterschiede des Inkohlungsgrades als Funktion von Fazies, Alter und geologischer Geschichte wirken sich aus. Somit ist auch hier festzustellen, daß die geologische Deutung der gemessenen max. Vorlasten recht schwierig und problematisch ist. Daher wird man den oben angegebenen Messungen an der Schreibkreide Rügens ebenfalls keine wesentliche Aussageberechtigung beimessen dürfen.

Schließlich muß erwähnt werden, daß nach Versuchen von Neumann & Jacob Torfe und Tone bei Belastungen sehr unterschiedliche Setzungsbeträge aufweisen. Daraus muß geschlossen werden, daß die Drucksetzungskurven verschiedener Sedimente nicht direkt vergleichbar sind. Damit wird die Anwendungsmöglichkeit der K-D-Methode zur Erlangung von Aussagen über die geologische Vorbelastung weiterhin eingeschränkt.

Literatur

Dücker, A.: Ein Untersuchungsverfahren zur Bestimmung der Mächtigkeit des diluvialen Inlandeises. - Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg **20**, S. 3, 1951.

Grahmann, R.: Diluvium und Pliozän in Nordwestsachsen. - Abh. sächs. Akad. d. Wiss., Math.-phys. Kl. **39**, Nr. 4. 1925.

Keilhack, K.: Geologische Beobachtungen während des Baues der Brandenburgischen Städtebahn. - Jb. preuß. geol. Landesanst. **24**, S. 1, Berlin 1903.

Keller, G.: Drucktexturen in eiszeitlichen Sedimenten. - Eiszeitalter und Gegenwart **4/5**, S. 158, 1954.

Neumann, K. & Jacob, H.: Drucksetzungsversuche mit Weichbraunkohlen. - Z. f. angew. Geologie **2**, S. 307, Berlin 1956.

Viete, G.: Über zwei quartärgeologische Beobachtungen bei Niemegk (Fläming). - Geologie **2**, S. 131, Berlin 1953.

Manuskr. eingeg. 28. 11. 1956.

Anschrift des Verf.: Dr. Günter Viete, Geologisches Institut der Bergakademie Freiberg, Freiberg/Sachsen.

Bemerkungen zur Feinstgliederung und zum Kalkgehalt des Lösses

Von Karl Brunnacker, München

Mit 1 Abbildung und 2 Tabellen im Text

Zusammenfassung: Die vertikale Verteilung der arten- wie individuenmäßigen Zusammensetzung der Schneckenfauna innerhalb eines scheinbar ungegliederten Lösses gibt unter Mitberücksichtigung der Rhizosolenien (Wurzelröhrchen), des Kalkgehaltes und der Korngrößenverteilung Hinweise auf wechselnde Sedimentationsbedingungen. Ein wichtiger Anzeiger für die Bodendynamik während der Lößablagerung ist der Kalkgehalt des Lösses, der durch mehrere Faktoren bestimmt wird (Zusammensetzung des Ausblasungsgesteins, regionalklimatische und standörtliche Gegebenheiten, die Sedimentationsgeschwindigkeit und Körnung des Lösses).

Summary: The vertical distribution of the species as well as the composition of individuals of the mollusc fauna within an apparently non-divided loess, gives some references to varying conditions of sedimentation, with the aid of Rhizosoleniens, calcium carbonate content and distribution of grain sizes. An important indicator for the dynamics of soils during the deposition of loess, is the calcium carbonate content of the loess, determined by several factors (composition of wind-eroded rocks, regional-climatic and local circumstances, speed of sedimentation and granulation of the loess).

Résumé: La distribution verticale des espèces aussi bien que la composition des individus de la faune de molluscs à l'intérieur d'un loess en apparence non-dividé, attire l'attention sur des conditions variées de sédimentation, à l'aide des Rhizosoléniens, de la teneur en carbonate de calcium et de la distribution du diamètre de grains. Un indicateur important pour la dynamique des sols pendant la déposition du loess, est la teneur en carbonate de calcium du loess, déterminée par plusieurs facteurs (composition des roches érodées du vent, conditions régionales-climatiques et locales, vitesse de sédimentation et granulation du loess).

Die Großgliederung von Periglazialprofilen — nämlich die Unterscheidung interglazialer Böden (auf Löß: Parabraunerden, teils geköpft, teils in Pseudogley umgewandelt) und eiszeitlicher Ablagerungen (Fließerde und Löß) — macht heute unter Berücksichtigung einiger bodenkundlicher Gesichtspunkte in Süddeutschland keine größeren Schwierigkeiten mehr. Die Feingliederung der eiszeitlichen Ablagerungen und Böden innerhalb solcher Profile — Fließerde, Löß, interstadiale Böden (Tundren-Naßboden, brauner Verwitterungshorizont) — ist ebenfalls bei einiger Erfahrung an den Aufschlüssen noch möglich. Die bisher angewendeten Laboratoriumsmethoden bringen dazu lediglich Bestätigungen oder gewisse Ergänzungen (vgl. E. Schönhals 1952, 1953, 1955, E. W. Guenther 1953a u. b, 1954, K. Brunnacker 1956b). Daneben hat es aber sicherlich noch kleinere Klima- und Sedimentationsschwankungen zumindest lokaler Art sowie standörtliche Eigenheiten gegeben, die im Profilbild nicht mehr zum Ausdruck kommen und die auch bei den bisherigen Untersuchungsmethoden kaum zu erkennen sind. Andererseits haben Untersuchungen über die Molluskenfauna in Lößprofilen (M. Brunnacker & K. Brunnacker 1956) gezeigt, daß die Schneckenfauna unter Berücksichtigung des Standortes noch wenig genutzte Möglichkeiten zur Klärung von Feinheiten innerhalb der Profile bietet, ebenso wie die Rhizosolenien (Wurzelröhrchen); denn beispielsweise bilden sich bei feuchterem Klima infolge der weniger starken oder weniger häufigen Austrocknung des Bodens nicht so viele Wurzelröhrchen durch Kalkverkittungen als unter trockeneren Bedingungen, während andererseits die Schneckenfauna bei etwas feuchteren Verhältnissen besser vorankommt als bei trockeneren. Bei schnellerer Lößsedimentation werden sich aber ebenfalls weniger Rhizosolenien bilden als bei langsamer, auch die Fauna muß darauf irgendwie ansprechen. Unter Berücksichtigung solcher Gesichtspunkte und deren gemeinsamer Betrachtung muß es möglich sein, eine Feinstgliederung des Lösses zu erreichen.

Die folgenden Ausführungen beschränken sich, soweit nicht anders angegeben, auf den Oberen Löß, der als jüngster Löß in Süddeutschland oben zum nacheiszeitlichen Boden verwittert ist und der im Liegenden durch den WI/II-Boden (meiner Arbeitsgliederung) begrenzt wird.

I. Das Profil Estenfeld

Das Profil Estenfeld nördlich Würzburg (vgl. K. Brunnacker 1957a) liegt an einem leicht nach Osten geneigten Oberhang. Über 80 cm Löß folgt der heute 0,8 m mächtige Boden. Damit vertritt der noch kalkreiche Löß etwa die Hälfte der ursprünglichen Lößmächtigkeit. Diesem Löß und den darunter liegenden Bildungen wurden von 15 zu 15 bzw. 20 cm als vorbereitende Untersuchung Proben entnommen und im bodenkundlichen Laboratorium des Bayer. Geologischen Landesamtes, München, auf Kalkgehalt und Korngrößenverteilung untersucht; von jeweils 500 g wurde innerhalb des Rückstandes über 0,2 mm ϕ die Schneckenfauna durch meine Frau sowie die Zusammensetzung der Rhizosolenien bestimmt (Tab. I).

Tiefe in cm	$CaCO_3$ %	mm ϕ		Zahl d. Schnecken pro 500 g Löß			
		<0,02 %	Rückstand >0,2%	*Succinea oblonga*	*Pupilla muscorum*	*Vallonia costata*	
80—100	16,1	21,3	1,2	1	—	—	Oberer Löß (WII)
100—115	18,5	19,4	2,0	7	1	—	
115—130	22,6	21,3	3,6	19	2	1	
130—145	21,9	20,6	4,0	13	1	—	
145—160	20,0	21,0	3,2	11	3	—	
160—180	1,0	25,0	1,2	4	1	1	W I/II Brauner Verwitterungshorizont
180—200	2,0	24,9	2,4	2	1	—	
200—220	16,9	22,7	2,4	2	3	—	Unterer Löß (WI) (mit Fließlößeinlagerungen)
220—240	20,5	20,5	2,0	2	3	—	
240—260	16,3	24,4	2,4	2	6	2	
260—280	21,4	23,4	7,2	3	13	2	

Tabelle I: Profil Estenfeld

Im Oberen Löß steigt der Kalkgehalt von 160 bis 115 cm Tiefe an. Unter Berücksichtigung auch der hier nicht im einzelnen angeführten Korngrößenverteilung kommt es gleichzeitig zu einer Kornverfeinerung. Die Probe 80—100 cm fällt infolge stärkerer Entkalkung deutlich heraus; die Probe 100-115 cm liegt noch innerhalb des den frischen Löß kennzeichnenden gesetzmäßigen Verhaltens, dürfte jedoch bereits durch schwache, die Körnung aber noch nicht beeinflussende Entkalkung gezeichnet sein (Abnahme der Rhizosolenien).

Die Fauna entspricht in ihrem armen Arten- und Individuenbestand den niederbayerischen Verhältnissen an vergleichbaren Standorten. Die Zusammensetzung der Rhizosolenien (vgl. Abb. 1 in M. Brunnacker & K. Brunnacker 1956), innerhalb derer hier kleine stengelige Bildungen überwiegen, ließ mit der bisher angewendeten Methode der Abschätzung keine wesentlichen Unterschiede mehr erkennen, weshalb auf deren eingehendere Beschreibung verzichtet wird. Es kam bei diesem Profil weiter darauf an, die Beziehungen zwischen Kalkgehalt und Korngrößenverteilung zu überprüfen (vgl. E. Schönhals 1952) und die Tiefenwirkung der nacheiszeitlichen Bodenbildung unter den eigentlichen Verlehmungsbereich hinab zu fassen. Entsprechend E. Schönhals (1952) fällt größerer Anteil an feineren Korngrößen mit hohem Kalkgehalt zusammen. Die Probe 80—100 cm gehört demnach noch in den Einflußbereich der Verwitterung. Die Probe 100—115 cm paßt sich den erwähnten Beziehungen bereits an, scheint aber ebenfalls noch etwas gestört zu sein (Abnahme der Rhizosolenien, s. unten).

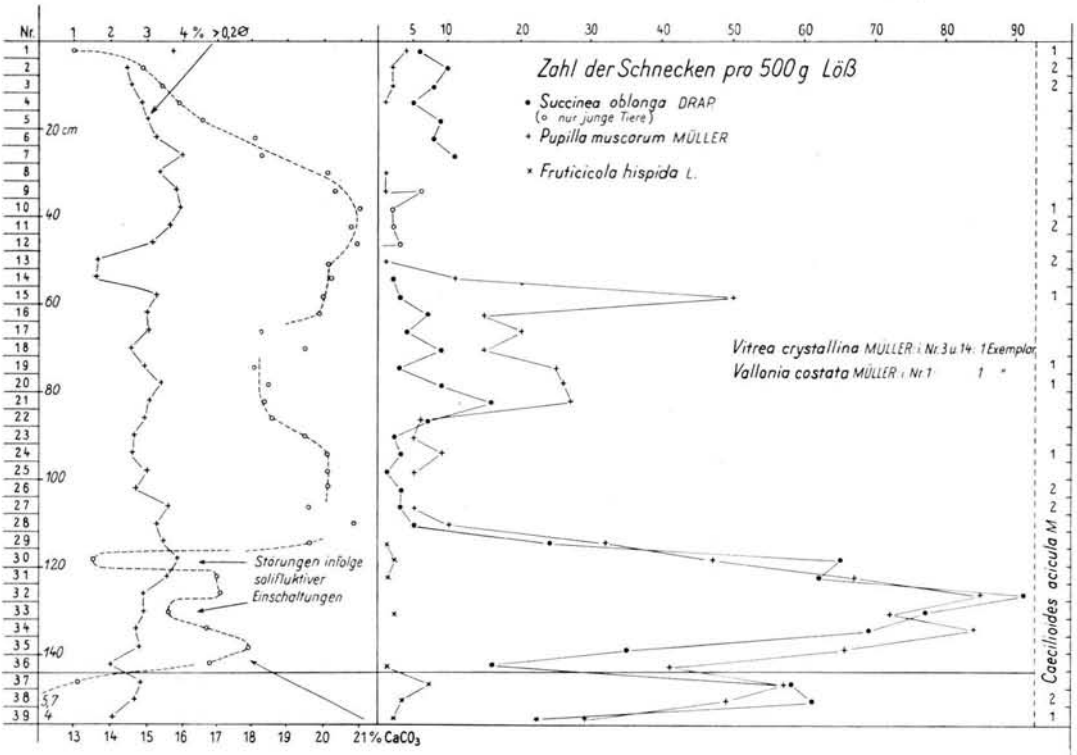


Abb. 1. Profil Kitzingen. Beziehung zwischen Rhizosolenien (=Rückstand >0,2 mm Ø), Kalkgehalt und Schneckenfauna im Oberen Löß.

II. Das Profil Kitzingen

Das Profil der Ziegelei Korbacher in Kitzingen (vgl. K. BRUNNACKER 1956a) liegt am Unterhang in ebenfalls etwa östlicher Exposition. Hier dürfen entsprechend den in Pfelling gemachten Feststellungen (M. BRUNNACKER & K. BRUNNACKER 1956) günstigere Lebensbedingungen für die Schneckenfauna bei etwas mächtigerem, nicht verwittertem Löß erwartet werden. Es wurden die Proben von 4 zu 4 cm entnommen (Abb. 1). Der wegerodierte nacheiszeitliche Waldboden (Parabraunerde) ist auch hier entsprechend ungestörten Bodenprofilen mit rd. 1,0 m zu veranschlagen. Die Untergrenze des Lösses liegt im Bereich der Probe Nr. 37. Auch hier wurde, wie in Estenfeld, die Schneckenfauna bestimmt und zahlenmäßig erfaßt; von sämtlichen Proben wurde der Kalkgehalt und von einigen die Korngröße bestimmt.

Schon die allgemeine Abnahme der Zahl der Schnecken von unten nach oben deutet auf zunehmend ungünstigere Lebensbedingungen und zwar entsprechend niederbayerischen Profilen auf eine Entwicklungstendenz von kühl-„feucht" zu kalt-„trocken" (Abb. 1). Dort hat sich — zumal bei größeren Individuenzahlen — gezeigt, daß das gemeinsame Auftreten von *Succinea, Pupilla* und *Fruticicola* günstigere, insbesondere etwas feuchtere Zeitabschnitte bzw. Standorte anzeigt. *Succinea,* im wesentlichen allein und mit geringen Individuenzahlen, deutet dagegen auf kalte und trockenere Verhältnisse.[1])

[1]) Bei einem Vergleich der absoluten Zahlenwerte ist zu berücksichtigen, daß in Niederbayern jeweils rd. 1000, hier aber nur 500 g Löß geschlämmt wurden. - *Caecilioides acicula* MÜLLER, die sich tief im Boden vergräbt, dürfte nachträglich eingewandert sein (Abb. 1).

In den Proben Nr. 37—39 sind Faunenreste aus dem WI/II, das auch in Kitzingen in der Fazies des braunen Verwitterungshorizontes ausgebildet ist, enthalten. Bei rezenten kalkarmen Böden sind die Schalen abgestorbener Schnecken korrodiert — teils als Folge der Verwitterung, teils infolge Anfressens durch lebende Schnecken zur Kalkaufnahme. Auch diese Schalen in Kitzingen sind angelöst; der Boden war also ursprünglich praktisch kalkfrei. Die erhaltenen Schalen stammen demgemäß von etwas eingegrabenen Tieren aus dem letzten Abschnitt des WI/II unmittelbar vor der erneut beginnenden Lößsedimentation; denn bei der Kalkauswaschung während des W I/II („brauner Verwitterungshorizont") sind ältere Schalen vollständig aufgelöst worden. Eine entsprechende Zusammensetzung der Fauna tritt zu Beginn der Lößablagerung auf (Nr. 36-30). — Zwischen Nr. 29 und 22 nimmt die Individuenzahl erheblich ab, wobei *Pupilla* etwas häufiger vorzukommen scheint als *Succinea*. — Zwischen Nr. 21 und 15 nimmt die Individuenzahl wieder zu mit einer deutlichen Dominanz der *Pupilla;* daraus darf wieder auf etwas günstigere Lebensbedingungen (etwas wärmeres Klima?) geschlossen werden. — Zwischen Nr. 14 und 8 treten die Schnecken dagegen stark zurück; *Succinea* herrscht zahlenmäßig vor — jedoch nur jugendlich abgestorbene Exemplare. Insgesamt waren die Lebensbedingungen jetzt sehr ungünstig. Zwischen Nr. 8 und 1 kommen die Schnecken wieder etwas häufiger, aber ebenfalls als individuenarme Succineenfauna vor. Die obersten Proben sind evtl. durch die nacheiszeitliche Verwitterung leicht gestört.

Die drei aus dem Oberen Löß von Pfelling untersuchten Proben (M. Brunnacker & K. Brunnacker 1956) zeigen ebenfalls eine Konzentrierung der *Fruticicola,* aber auch der *Succinea,* auf den untersten Abschnitt. *Pupilla* entspricht zahlenmäßig der *Succinea* bzw. übertrifft sie weitaus. Anscheinend zeigen die Proben von Pfelling Ausschnitte einer ähnlichen vertikalen Differenzierung, wie sie für Kitzingen gefunden wurde. Es müßte deshalb möglich sein, mit Hilfe von Standardprofilen der Molluskenfauna, zumindest innerhalb enger begrenzter Gebiete und unter Berücksichtigung der standörtlichen Lage, Diskordanzen und Schichtlücken bzw. deren Fehlen, im Löß nachzuweisen. Das wäre insofern von Bedeutung, als manche — bodenkundliche Kriterien m. E. zu wenig berücksichtigende — Lößgliederungen derartigen Lücken innerhalb der Profile eine entscheidende Rolle zuspricht.

Die Rhizosolenien werden ihrer Menge nach durch den Rückstand über 0,2 mm ⌀ einigermaßen charakterisiert. Die Probe Nr. 1 ist durch kleine Eisenkonkretionen der nacheiszeitlichen Verwitterung beeinflußt, und bis etwa Nr. 6 liegt eine Störung durch teilweise Wegführung des die Röhrchen verkittenden Kalkes vor. Ein Rückgang der Rhizosolenien (bzw. des Rückstandes >0,2 mm ⌀) ist z. T. mit einem Rückgang der Schneckenzahlen verbunden (Abb. 1). Wo beide Werte sich rückläufig verhalten, deuten sie eine verhältnismäßig schnelle Lößsedimentation an; denn dadurch wurde die an sich spärliche Vegetation begraben bzw. deren sehr flacher Wurzelraum schnell höher gelegt und die Schneckenfauna vielleicht z. T. direkt durch die plötzliche Sedimentationsverstärkung, teils auf dem Weg über Vegetationsmangel gestört; auf jeden Fall wurde aber das zeitliche Verhältnis von Aufwuchs des Lösses und Faunendichte dabei verschoben.

Zeiten verlangsamter Sedimentation, insbesondere von Nr. 36 bis 30, aber auch von Nr. 21 bis 15 sind etwas weniger kalkreich[2]) als die Abschnitte mit schnellerer Sedimentation (29—22 und 14 und darüber). Schließlich folgen in den obersten Proben „sekundäre" Veränderungen im Zuge der Verwitterung nach Ablagerung des Lösses. Allerdings sind die Veränderungen der Kalkgehalte etwas tiefer verlagert als diejenigen, welche durch die Fauna und die Rhizosolenien angezeigt werden. Im Zuge solcher Kalkverlagerungen wurde auch der W I/II-Boden von oben nach unten abnehmend aufgekalkt.

[2]) Bei den Kalkgehalten muß mit geringen Analysenfehlern (Methode Scheibler) gerechnet werden. Ob den Kleinschwankungen im Kalkgehalt (Nr. 28/27 und 18/17) eine besondere Bedeutung zukommt, bleibt deshalb vorläufig unbekannt.

Störungen der Lößsedimentation sind außerdem durch schwache solifluktive Einschaltungen im untersten Teil des Lösses bedingt (z. B. in Nr. 33 und 30 durch Material des am Hang anfangs noch nicht von Löß eingedeckten braunen Verwitterungshorizontes). Doch darf eine derartige Mikrosolifluktion — noch dazu bei Beginn der jeweiligen Lößsedimentation — nicht überbewertet werden; die Solifluktion ist danach zu beurteilen, ob es sich in Beziehung zu einer bestimmten Zeiteinheit um geringfügige Verlagerungen, wie hier, oder um sehr kräftige und dementsprechend weiträumige Umlagerungen („Basisfließerde" - K. BRUNNACKER 1957a) handelt.

Eine Kombination dieser Angaben zeigt, daß die Lößanwehung schlagartig eingesetzt hat; dennoch war ihre Sedimentationsgeschwindigkeit anfänglich verhältnismäßig gering (Nr. 36—30), dann folgte eine sehr schnelle Anwehung mit gleichzeitigem Faunenwechsel (Nr. 29—22), darauf wieder Verlangsamung (Nr. 21—15), dann schnelle Sedimentation bzw. trocken-kaltes Klima mit Faunenwechsel (Nr. 14—8). Darüber ist die Deutung durch die Verwitterung erschwert. Der Faunenwechsel bei Nr. 29 (oder bei 21) und bei Nr. 12 weist auf Veränderungen des Klimas; hier müßten entsprechende Untersuchungen an noch besser geeigneten Profilen unter Berücksichtigung regionaler Gesichtspunkte angesetzt werden. Die Lößanwehung dagegen wurde in ihrer Geschwindigkeit durch lokale Gegebenheiten beeinflußt, wenngleich der Faunenwandel an Zeiten der Sedimentationsbeschleunigung gebunden zu sein scheint.

III. Vergleich zwischen Kitzingen und Estenfeld

Die Proben in Estenfeld sind in einem zu weiten Abstand genommen worden. Insgesamt zeichnet sich hier dennoch wie in Kitzingen eine ähnliche Entwicklungstendenz zur Verarmung der Schneckenfauna nach oben zu ab, wobei jedoch als Folge der Geländelage ein etwas trockenerer Standort als in Kitzingen vorliegt. In Estenfeld setzt die Lößsedimentation etwas später als in Kitzingen ein (etwa ab Nr. 28 oder 21 in Kitzingen).

Dem entsprechen auch die sonstigen Geländebeobachtungen in Mainfranken: die Lößablagerung beginnt an den nach Osten exponierten Unterhängen, greift hangaufwärts, dann geht sie auf die ebenen Hochflächen über und erfaßt schließlich auch noch als dünne, heute durch die Bodenbildung völlig überprägte Decke die steilen nach Westen geneigten Lagen. Soweit der Löß nicht durch die nachfolgende Bodenbildung verändert ist, liegt sein Kalkgehalt bei geringerer Mächtigkeit im Bereich der Hochflächen etwas über dem der nach Osten exponierten. Hänge. Auch das spricht für eine Transgression der Lößfazies, die von den nach Ost exponierten Lagen ihren Ausgang nahm und die überall dort, wo sie einmal eingesetzt hat, etwa gleiche Aufwuchsmächtigkeiten zeigte.

IV. Bemerkungen zum Kalkgehalt des Lösses

Im Profil Kitzingen wurde offen gelassen, inwieweit die Verteilung des Kalkgehaltes durch Wegführung und durch Verlagerung innerhalb des Profils bestimmt wird. Um diese Frage zu klären, muß etwas weiter ausgeholt werden. Bei Betrachtungen über den Kalkgehalt des Lösses sind regionale Unterschiede zu berücksichtigen, ferner an die Sedimentation gebundene und schließlich durch nachträgliche Verwitterung bedingte.

In Mainfranken liegt der Kalkgehalt des (Oberen) Lösses bei 20%, in Südbayern bei 30—35% und in den lokalen Lößlagern Mittelfrankens (nach H. LÖBER 1932) bei nur rd. 7%. In Mittelfranken wird der Kalkgehalt vor allem materialbedingt sehr niedrig liegen, da hier die weiten Flächen des kalkarmen Sandsteinkeupers als Staublieferanten mitgewirkt haben. Auch ist der Löß hier etwas grobkörniger, so daß eine leichtere Auswaschung in Betracht zu ziehen ist. Zwischen Mainfranken und Südbayern kommen Materialunterschiede in Frage, daneben regionalklimatische, die sich selbst innerhalb Südbayerns andeuten; denn im Donaugebiet scheint der Kalkgehalt des Lösses

etwas niedriger zu liegen als weiter im Süden, wo man an sich ein feuchteres Klima auch für die Lößzeiten erwarten darf. Bei heute rd. 900 mm Niederschlag verschwindet dann der Kalkgehalt im Löß sehr schnell (Decklehm). Im südlichen Südbayern ist der Niederterrassenschotter als Ausblasungsbereich viel kalkreicher als in den entsprechenden, stark von periglazialen Komponenten durchsetzten Schottern des Donautales. Im Donautal könnte zur Hauptzeit der Lößanwehung außerdem noch eine andere Materialführung vorgelegen haben, als sie sich heute im Schotter darstellt; z. B. liegen an der Basis des Schotters große Weißjurablöcke, die dem Schotter selbst fehlen. Das Ende der Lößablagerung fällt mit dem beginnenden Eisrückzug zusammen; denn auf den zuerst trockengelegten, weil überhöhten würmeiszeitlichen Schotterflächen in Jungmoränennähe liegt noch eine dezimeterstarke Lößlage der ausklingenden Lößsedimentation.

Im niederbayerischen Donautal treten in einem schmalen Saum entlang dem Talrand flugsandreiche und sandstreifige Lösse als flußnahe Ablagerungen auf. Diese sandstreifigen Lösse fehlen dagegen in Jungmoränennähe (Ausnahme z. B. Schwaig - K. Brunnacker 1957a). Hier muß demnach wenigstens die Seitenerosion länger angehalten haben und dabei die randlichen Lößlager entfernt haben als im Donautal. Dieser Befund spricht außerdem für eine sehr schnelle Aufschotterung, denn andernfalls müßte die sandstreifige Lößfazies landeinwärts gewandert sein und dort im hangenden Teil des Lösses deutlicher hervortreten.

Wie bei Profil Kitzingen ausgeführt, besteht ein Zusammenhang zwischen Sedimentationsgeschwindigkeit und Kalkgehalt dahingehend, daß schnell abgelagerter Löß etwas kalkreicher ist als langsam abgelagerter. Auch der sandstreifige Löß entlang dem Donautal ist mit bis 4 m Mächtigkeit gegenüber dem normalen Löß mit rd. 1,5—2 m wesentlich schneller aufgewachsen, weshalb sein Kalkgehalt (bei Pfelling) mit 40—45% deutlich über dem des normalen Lösses mit dort rd. 30% Kalk liegt. Da in der Flugsandkomponente bei Pfelling der Kalkgehalt nur 15—20% beträgt, muß die Ursache des anormal hohen Kalkgehaltes in der sehr raschen Sedimentation des Lösses seine Ursache haben. Löß mit normaler Mächtigkeit, also mit etwas langsamerem Aufwuchs seiner Oberfläche, ist demnach bereits eines Teiles seines Kalkgehaltes während der Ablagerung beraubt worden. Der in Südbayern fast überall sehr geringmächtige Untere würmeiszeitliche Löß hat entsprechend diesem Befund einen Großteil seines Kalkgehaltes bereits als Folge seiner sehr langsamen Aufwuchsgeschwindigkeit verloren. Ein Teil des schon während der Ablagerung in Lösung gegangenen Kalkes wurde — abgesehen von dem an Ort und Stelle wieder ausgeschiedenen — im tieferen Profilbereich wieder ausgefällt (vgl. Hörlkofen - K. Brunnacker 1956b). In Kitzingen ist die Abhängigkeit der heutigen Kalkverteilung von der Sedimentationsgeschwindigkeit auch allein durch solche Umlagerungen innerhalb des Profiles erklärbar. Doch werden entsprechend den Beobachtungen in Südbayern auch hier die Verhältnisse so liegen, daß ein ursprünglich etwas kalkreicheres Material angeweht wurde, das je nach der Geschwindigkeit des Aufwuchses seiner Bodenoberfläche und entsprechend den im Laufe der Sedimentationszeit etwas wechselnden klimatischen Verhältnissen einen gewissen Kalkanteil verloren hat. Der gelöste Kalk wurde teilweise wieder ausgeschieden. Daher kommt die Aufkalkung im oberen Bereich des W I/II-Bodens. Das nämlich gilt für die Proben Nr. 15 und 16, die ablagerungsmäßig noch in die Zeit langsamer Sedimentation gehören, dem Kalkgehalt nach aber schon infolge dieser nachträglichen Aufkalkung zu dem darüber liegenden Abschnitt schnellerer Sedimentation überleiten. Bei diesen Vorgängen handelt es sich um eine an die Lößablagerung gekoppelte Bodenbildung. In Kitzingen war deren Tiefenwirkung — die Kalkverlagerungen innerhalb des Profiles zugrunde gelegt — deutlich geringer als in Hörlkofen.

Die von E. Schönhals (1952) gefundene Beziehung zwischen Kalkgehalt und Korngrößenzusammensetzung bei frischem Löß (hoher Kalkgehalt entspricht hohem Anteil

Nr.	Korngrößenverteilung in mm (%)										$CaCO_3$ (%)
	Grobsand:			Feinsand:			Schluff:			Rohton:	
	2—1	1—0,6	0,6—0,2	0,2—0,1	0,1—0,06	0,06—0,02	0,02—0,01	0,01—0,006	0,006—0,002	<0.002	
2	0,1	0,2	0,6	0,8	3,2	37,3	21,2	4,6	7,6	24,4	14,9
		0,9			41,3			33,4			
6	0,1	0,2	1,1	1,1	1,7	42,3	20,5	6,8	6,5	19,7	18,1
		1,4			45,1			33,8			
10	0,3	0,5	1,2	1,0	2,2	43,5	20,2	7,6	5,7	17,8	21,0
		2,0			46,7			33,5			
14	0,1	0,3	0,5	0,6	2,4	46,7	20,6	6,1	5,6	17,1	20,2
		0,9			49,7			32,3			
19	0,2	0,4	1,0	0,7	3,2	41,8	21,2	7,1	6,0	18,4	18,1
		1,6			45,7			34,3			
24	0,1	0,5	0,8	0,7	2,6	43,2	22,5	7,0	6,4	16,3	20,1
		1,4			46,5			35,9			
31	0,3	0,7	1,2	0,7	4,3	34,4	19,3	9,1	8,0	22,0	17,0
		2,2			39,4			36,4			
WI/II (A)	0,1	0,3	0,9	0,1	6,3	26,1	20,1	8,8	8,3	28,4	2,3
		1,3			32,5			37,2			

Tabelle II: Korngrößenverteilung und Kalkgehalte einiger Proben des Profils Kitzingen (vgl. Abb. 1)

Von Nr. 24 und 14 zu Nr. 10 steigt der Gehalt an feineren Korngrößen bei zunehmendem Kalkgehalt an. In Nr. 19, 6, 31, 2 und W I/II-(A) steigt der tonige Anteil in der angegebenen Reihenfolge an bei abnehmendem Kalkgehalt als Folge stärkerer Verwitterung; in Nr. 31 und 19 synsedimentär, in Nr. 6 und 2 infolge nacheiszeitlicher bzw. in W I/II-(A) infolge interstadialer Verwitterung. (Die Probe W I/II liegt in Profil 10 — 15 cm unterhalb der Nr. 31 — K. Brunnacker 1956a). Die 1956a aus dem Oberen Löß untersuchte Probe ist ebenfalls bereits durch die Verwitterung etwas gestört.

an feineren Korngrößen) liegt in Kitzingen nur in einigen daraufhin untersuchten Proben vor (Tabelle II) — bei den von vornherein sehr geringen Unterschieden der Analysenwerte machen Fehlerquellen, die durch die Probenahme bzw. die Analysenmethode bedingt sind, sehr viel aus; dies muß berücksichtigt werden. Die Zusammenstellung der Tabelle II, aber auch der Tabelle I zeigt, daß außerdem der tonige Anteil des Lösses ansteigt, sobald etwas mehr Kalk weggeführt wurde (als Folge langsamerer Sedimentation oder nachträglicher Verwitterung). Vornehmlich wurde zuerst der in den feineren Korngrößen vorhandene Kalk gelöst und verlagert. Soweit er wieder mehr oder weniger weitgehend ausgeschieden wurde, dann vor allem in der Tonfraktion. Solange derartige Kalkausscheidungen im Endergebnis zum annähernd gleichen Kalkgehalt führten, wie er ursprünglich vorgelegen hat, stimmt das Verhältnis von Kalkgehalt zu Korngrößenverteilung noch (z. B. Tabelle I, 100—115 cm). Wo aber etwas stärkere Kalkwegführung gegeben ist, die durch nachträgliche Aufkalkung nicht einigermaßen kompensiert werden konnte, stimmt das genannte Verhältnis nicht mehr (Tabelle I u. II). Bei verstärkter Wegführung von Kalk werden einmal innerhalb der Fraktion des Schluffes liegende kalkverkittete tonige Teilchen frei — auch die kalkverkitteten Rhizosolenien werden dabei z. T. zerstört, während die Schneckenschalen anfänglich bzw. bei schwa-

chen Verlagerungen nicht oder nur wenig in Mitleidenschaft gezogen werden (in Hörlkofen sind die Schalen zerstört!). Außerdem wirkt sich, wie schon E. SCHÖNHALS (1952) betont, bei stärkerer Entkalkung eine Korngrößenverschiebung nach der feinkörnigeren Seite hin aus als Folge der Entfernung der die einzelnen Körnchen umhüllenden Kalkhäutchen. Erst wenn der Kalk vollständig weggeführt ist, setzt stärkere Silikatverwitterung und dabei auch Tonneubildung ein. Hierdurch kommt es zu weiterer Tonanreicherung im Bodenbereich. Einzelne Bodenhorizonte können durch Tonverlagerungen zusätzlich verändert werden (Parabraunerde).

Den Untersuchungen von E. SCHÖNHALS (1952) lagen Einzelproben zugrunde. Dementsprechend zeigen die von ihm vorgeführten Zusammenstellungen eine gewisse Streubreite, die durch örtliche Unterschiede oder durch Differenzierungen innerhalb der einzelnen Profile, wie in Kitzingen gezeigt, bedingt sind. Ein Vergleich der für den Oberen Löß in Kitzingen ermittelten Werte mit denen von Estenfeld bestätigt den Befund von E. SCHÖNHALS, wobei die Estenfelder Proben als etwas kalk- und tonreicher sich an die von Kitzingen annähernd anschließen.

Die Kalkverteilung im Löß bietet damit Hinweise auf die periglazialen Bodenbildungsvorgänge; so zeigt das Profil Hörlkofen wesentlich tiefer reichende Kalkumlagerungen und Zerstörung der Schneckenschalen im Gegensatz zu Kitzingen. Abgesehen von den Profilen im feuchtesten Bereich der Lößablagerung in Südbayern, wozu Hörlkofen gehört, ist die Kalkverlagerung im Löß normalerweise während seiner Ablagerung und während seiner Sedimentationspausen (W I/II) in Südbayern wegen des kontinentaleren Klimas weniger stark wirksam und wird wegen der an sich höheren Kalkgehalte auch nicht so deutlich wie in Mainfranken.

V. Schlußfolgerungen

Wahrscheinlich wurde gegen Ende der Lößbildung die Sedimentation etwas verlangsamt, wie sie auch zu Beginn noch nicht gleich mit voller Stärke eingesetzt hat. Die Unterschiede in der heutigen Bodenausbildung zwischen Löß und älterem Schwemmlöß im Donautal (K. BRUNNACKER 1957b) lassen sich jedoch dadurch allein nicht erklären. Es kommt die verstärkte Entkalkung zu Beginn des Spätglazials noch hinzu, der sich wieder eine Verlangsamung der Entkalkung bis zum Beginn der Wiederbewaldung anschloß, und darauf folgte auf diesem so verbreiteten Material die warmklimatische Bodenbildung (als Parabraunerde).

Die Bedeutung der Vegetation für das Festlegen des Lößstaubes lag weniger in deren Eigenschaft als Staubfänger begründet, weshalb der Löß an ausgesprochen nassen vegetationsgünstigen Standorten auch nicht mächtiger ist als in den umgebenden trockeneren und damit vegetationsärmeren Bereichen. Die Vegetation hat vor allem durch Wurzelatmung und bei ihrem Abbau Kohlensäure geliefert, die die Lösung des Kalkes begünstigte. Soweit dieser Kalk dann wieder ausgeschieden wurde, hat er leichte, an Wurzelgängen auch stärkere, Verfestigungen des Lösses bewirkt und damit den Löß fixiert; denn der gelöste Kalk wurde nicht nur verlagert und im tieferen Untergrund durch Austrocknung, zu der auch die winterliche Gefrornis gehört, sondern auch im Oberflächenbereich durch sommerlichen Wasserentzug wieder ausgeschieden. Wo die Vegetation nicht aufkommen konnte, also auf Sand, Ton oder in Bereichen stärkerer Solifluktion, ebenso in für die Vegetation zu kalten oder zu trockenen Gegenden, wurde deshalb der Staub immer wieder erneut aufgenommen. Die Transgression der von den nach O exponierten Hängen ausgehenden Lößablagerung bedarf jedoch noch weiterer Erklärungen.

Hinsichtlich der Lößmächtigkeiten ist jeweils zu prüfen, ob es sich um talrandnahe Bildungen handelt (hoher Kalkgehalt!) oder um die die einzelnen Landschaften kennzeichnenden Durchschnittsmächtigkeiten (mit entsprechendem Durchschnittskalkgehalten). Bei geringeren Mächtigkeiten kann eine ganz langsame und deshalb kalkarme

Ablagerung vorliegen, es kann sich aber auch um eine aus der Zeit der ausklingenden Lößablagerung stammende Bildung handeln. Die Ausdeutung dünner Lößdecken, die noch dazu durch die nacheiszeitliche Verwitterung völlig verändert und häufig auch durch junge Erosion beeinflußt sind, bereitet deshalb einige Schwierigkeiten. Beispielsweise zeigen die zahlreichen, aber verbreitungsmäßig sehr kleinen Lößlager Mittelfrankens (vgl. H. Loeber 1952), daß in Mittelfranken praktisch überall Lößstaub hingeweht wurde. Fast überall wurde er aber durch den Wind wieder aufgenommen und damit bzw. durch Solifluktion weiter vertragen. Lediglich an einzelnen Stellen konnte er liegen bleiben, weil dort von Anfang an die entsprechenden Voraussetzungen vorgelegen haben. Die Lößmächtigkeit ist in diesen einzelnen mittelfränkischen Lagern etwas geringer als in Mainfranken. Der geringe Kalkgehalt des Lösses in Mittelfranken wird deshalb sowohl durch kalkarme Komponenten im Ausgangsmaterial und durch anscheinend etwas gröbere Körnung wie auch durch eine verhältnismäßig langsame Aufwuchsgeschwindigkeit des Lösses in diesem Gebiet bedingt sein.

Insgesamt zeigt sich aber, daß die Zeiten der Lößbildung zumindest nicht überall einen vollariden Charakter besessen haben.

Schrifttum

Brunnacker, K.: Das Lößprofil in Kitzingen (Unterfranken). Ein Beitrag zur Chronologie des Paläolithikums. - Germania **34**, S. 3-11, 1956 (1956a). - - Das Lößprofil von Hörlkofen/Obb. - Neues Jb. Geol. Paläontol. Mh. 1956, S. 424-433, Stuttgart 1956 (1956b). - - Die Geschichte der Böden im jüngeren Pleistozän in Bayern. - Geol. Bavarica, München 1957 (1957a). - - Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000 Nr. 7142 Straßkirchen mit Erläuterungen. - München 1957 (1957b).

Brunnacker, M. & Brunnacker, K.: Die Molluskenfauna einiger Lößprofile im Donautal. - Geol. Bl. NO-Bayern **6**, S. 91-100, Erlangen 1956.

Guenther, E. W.: Feinstratigraphische Studien III. Methoden zur Untersuchung von Lössen. - Neues Jb. Geol. Paläontol., Mh. 1953, S. 97-111, Stuttg. 1953 (1953a). - - Feinstratigraphische Untersuchung von Lößprofilen. - Actes du IV Congrés International du Quaternaire 1953, S. 1-7, Rom 1953 (1953b). - - Feinstratigraphische Untersuchung eines Lößprofils von Murr (Landkreis Ludwigsburg). - Eiszeitalter und Gegenwart **4/5**, S. 147-157, Öhringen 1954.

Löber, H.: Zur Kenntnis der Lößvorkommen in Mittelfranken. - Diss. Univ. Erlangen 1932.

Schönhals, E.: Gesetzmäßige Beziehungen zwischen Körnung und Kalkgehalt des Lösses und die Erkennung von Verwitterungszonen mit Hilfe der typischen Streubereiche. - Geol. Jb. **66**, S. 291-304, Hannover 1952. - - Gesetzmäßigkeiten im Feinaufbau von Talrandlössen mit Bemerkungen über die Entstehung des Lösses. Eiszeitalter und Gegenwart **3**, S. 191-236, Öhringen 1953. - - Kennzahlen für den Feinheitsgrad des Lösses. - Ebendort **6**, S. 133-147, 1955.

Manuskr. eingeg. 4. 1. 1957.

Anschrift des Verf.: Dr. K. Brunnacker, Bayr. Geolog. Landesamt, München 22, Prinzregentenstraße 26.

Paläolithische Kulturen und Pleistozäne Stratigraphie in Süddeutschland

Von Hansjürgen Müller-Beck, Bern

Mit 5 Abbildungen im Text

Zusammenfassung: Die paläolithischen Inventare Süddeutschlands können wie folgt stratigraphisch gegliedert werden:

1. Frühpaläolithische Begehung im Ausgang einer längeren altpleistozänen Warmphase, wahrscheinlich unmittelbar vor dem „ältesten Löß" Süddeutschlands. Geröllgeräte von Mauer.

2. Begehung ausgangs der nächstjüngeren Warmzeit. Altertümliche Abschlaginventare des Altpaläolithikums.

3. Begehung in einer interstadialen Schwankung der anschließenden Kaltphase. Etwas entwickeltere Abschlaggeräte mit schwacher Faustkeilkomponente.

4. Begehung kurz vor oder im Beginn des letzten Interglazials. Spuren des Faustkeilschaberkreises.

5. Begehung im oberen Abschnitt der gleichen Wärmeperiode. Mousteroide Artefakte mit beginnender Blattspitzentendenz.

6. Altpaläolithische Stufe (Fortführung der 5. Begehung) im Übergang zur letzten Kaltzeit. Einfache Inventare des Oberen Altpaläolithikums, Altpaläolithikum mit Blattspitzen, altpaläolithische Gruppen mit stark gesteigerten Kratzeranteilen. Haldensteinklinge als Obergrenze des Altpaläolithikums.

1. Jungpaläolithische Begehung im Bereich und möglicherweise vor der Hauptschwankung der letzten Kaltzeit (Hauptschwankung, weil eine ältere — außerhalb Süddeutschlands belegbare — kleinere Oszillation und zumindest zwei jüngere Schwankungen innerhalb der letzten Kaltphase wahrscheinlich sind). Unteres, dem westlichen Aurignacien I sowie ähnlichen östlichen Einheiten anschließbares Jungpaläolithikum.

Fortgesetzte Begehung im Oberen Würm durch verschiedene, überwiegend östlich orientierte jungpaläolithische Gruppen bis ins Spät- und Postglazial und Übergang zum Mesolithikum, ohne ausgeprägte Diskordanz zwischen Jungpaläolithikum und Mesolithikum.

Die Einordnung in das allgemeine stratigraphische System des süddeutschen Pleistozäns kann nur mit Vorbehalt und unter Beiziehung einiger terminologischer Hilfsbegriffe durchgeführt werden: Die 1. Begehung steht am Ende einer zeitlich ausgedehnten Warmzeit, die nach unten durch Donau und gegen oben durch die „N"-Kaltzeit abgegrenzt erscheint und die Deckenschotter als „G"- und „M"-Kälteoszillationen unbekannter Größenordnung in sich einschließt. Die 2. Begehung wird dem Ausgang des Steinheimer Interglazials zugeteilt, während die 3., 4. und 5. mit der folgenden „R"-Kaltzeit und dem anschließenden „Stuttgarter Interglazial" in Verbindung stehen. Das restliche Altpaläolithikum sowie das gesamte Jungpaläolithikum gehören dem Würm, das Mesolithikum dem frühen Holozän an.

Résumé: Les inventaires paléolithiques de l'Allemagne du Sud peuvent être divisés stratigraphiquement de la manière suivante:

Première fréquentation humaine à la fin d'une longue phase chaude du Pleistocène inférieur, probablement immédiatement avant le "Löss ancien" de l'Allemagne du Sud. Instruments sur galets de Mauer près Heidelberg.

Deuxième fréquentation humaine à la fin de la période chaude suivante. Industrie sur éclats d'aspect antique du Paléolithique inférieur.

Troisiéme fréquentation humaine pendant un interstadiaire de la période froide subséquente. Industrie sur éclats un peu plus évoluée avec une faible composante de bifaces.

Quatrième fréquentation humaine immédiatement avant ou au commencement du dernier interglaciaire. Traces du "Faustkeilschaberkreis" (Abb. 2).

Cinquième fréquentation humaine vers la fin de cette même période chaude. Instruments moustéroïdes avec apparition d'une tendance vers les pointes foliacées.

Sixième phase du Paléolithique inférieur (continuation de la cinquième) au passage à la dernière période froide. Inventaire simple de la fin du Paléolithique inférieur, Paléolithique inférieur avec pointes foliacées, groupes du Paléolithique inférieur avec un pourcentage très augmenté de grattoirs, lame du type "Haldenstein" comme limite supérieure du Paléolithique inférieur.

Première fréquentation humaine du Paléolithique supérieur dans et peut-être déjà avant l'interstadiaire de la dernière période froide (interstadiaire principal, parce qu'il est probable que cette dernière période froide a connu en outre une petite oscillation antérieure — constatée en dehors de l'Allemagne du Sud — et au moins deux autres oscillations plus récentes). Paléolithique supérieur commençant qui peut être rattaché à l'Aurignacien I occidental et à des industries analogues de l'Est.

Continuation de la fréquentation humaine au cours du Würm supérieur. Différents groupes du Paléolithique supérieur, la plupart orientés vers l'Est avec continuation jusqu'au Pléistocène tardif ou au Postpléistocène et à la transition vers le Mésolithique, sans nette discordance entre Paléolithique supérieur et Mésolithique.

La corrélation avec le système stratigraphique du Pléistocène de l'Allemagne du Sud n'est possible qu'avec des réserves et en utilisant quelques notions terminologiques auxiliaires: La première présence de l'homme est fixée dans une période chaude de longue durée, qui est limitée vers la bas par la période froide du "Donau", vers le haut par la période froide "N" (abréviation auxiliaire par l'auteur). Elle comprend les "Deckenschotter" comme oscillations froides "G" et "M". La deuxième présence de l'homme doit-être attribuée à la fin de l'interglaciaire de Steinheim. La troisième, la quatrième et la cinquième présence de l'homme sont en relation avec la période glaciaire "R" et avec l'interglaciaire de Stuttgart qui s'y joint. Le reste du Paléolithique inférieur et le Paléolithique supérieur tout entier appartiennent au Würm, le Mésolithique à l'Holocène inférieur.

Abstract: The Palaeolithic inventories of Southern Germany may be divided stratigraphically as follows:

First Early Palaeolithic presence of man in the end of a long lasting Lower Pleistocene warm period, probably just before the "Oldest Loess" of Southern Germany. Pebble-tools of Mauer near Heidelberg.

Second presence of man in the last stage of the next-following interglacial phase. Ancient flake-instruments of Old Palaeolithic form.

Third presence of man in an interstadial of the following cold-stage. Slightly evolved flake-artifacts connected with a small hand-axe-component.

Fourth presence of man just before or in the beginning of the last interglacial stage. Traces of hand-axe-scrapers (Abb. 2).

Fifth presence of man in the upper part of the same stage. Mousteroid artifacts and beginning of "Blattspitzen"-tendencies.

Sixth Old Palaeolithic stage (continuation of the fifth) in the transitional stage of the lower part of the last cold-stage. Unspecialised inventories of upper Old Palaeolithic age, Old Palaeolithic connected with "Blattspitzen" (leaf-shaped points), Old Palaeolithic groups connected with increased grattoirpercentage, "Haldenstein-blade" as upper limit of Old Palaeolithic groups.

First Younger Palaeolithic presence of man in or may be shortly before Main-Oszillation of the last cold-stage ("Main-Oszillation" by reason of the possibility of an older — outside of Southern Germany observed — interstadial and at least two younger ones belonging to the same last cold-phase). Lower Younger Palaeolithic implements resembling western Aurignacien I and corresponding inventories of the East.

Lasting presence of man in Upper Würm by different, mostly eastwards orientated Younger Palaeolithic groups up to the Late- and Postglacial, without sharp limitation between Younger Palaeolithic and Mesolithic industries.

The correlation with the general stratigraphical system of the Southern German Pleistocene can be done provisionally only and by use of auxiliary terms: The first presence of man stands in the end of a long lasting warm stage, which is limited by the Donau glacial and the "N"-cold-stage (provisional term by the author) and is including the "Deckenschotter" as "G"- and "M"-cold-oscillations with unknown climatic importance and endurance. The second presence of man is to put into the end of the Steinheim interglacial, whereas the third, fourth and fifth are connected with the following "R"-cold-stage and the "Stuttgart interglacial". The rest of the Old and all the Younger Palaeolithic industries are to put into Würm, the Mesolithic into the Lower Holocene.

Die ersten paläolithischen Funde im engeren süddeutschen Becken liegen noch keine hundert Jahre zurück. Seit den frühen, mehr zufälligen Anfängen (Schussenquelle 1865/66, O. Fraas 1866) hat sich die Zahl der bekannten und in neuerer Zeit auch oft sorgfältig ergrabenen altsteinzeitlichen Fundstellen auf mehr als 150 erhöht. Unter ihnen befinden sich nicht wenige Stationen mit mehreren, zeitlich voneinander getrennten Begehungshorizonten. Trotz der Vielzahl der noch immer klaffenden Lücken ergibt sich doch bereits eine archäologisch belegbare Zeitspanne von recht erheblichen Ausmaßen. Dazu kommt die relative Erleichterung der stratigraphischen Gliederung der vorhandenen kulturellen Belege, die durch die Vielgestaltigkeit und unterschiedliche Klimaabhängigkeit der einbettenden Sedimente in Süddeutschland bedingt wird. Seit den grundlegenden Untersuchungen A. Penck's & E. Brückner's (1901/09) im alpinen Raum gehört Süddeutschland zu den Ausgangsbereichen der klassischen Quartärforschung überhaupt, dessen Westgebiete vor allem in nicht unerheblichem Maße an der Entwicklung ihres Systems beteiligt gewesen sind. Gerade dadurch ist dieses Gebiet trotz einer Unzahl von Modifikationsversuchen und echten Modifikationen für die allgemeinen Kenntnisse des Pleistozäns auch heute noch von beträchtlichem Interesse. Vor allem die Verknüpfung periglazialer und glazialer Erscheinungen auf relativ engem Gebiet verstärkt seine Bedeutung. Zumal in einem Augenblick, in dem eine ganze Reihe von grundsätzlichen Problemen, die mehr oder weniger in den Schwierigkeiten der Verbindung glazialer und periglazialer Folgen ihre Ursache zu haben scheinen, der zukünftigen Lösungen harren. Es sollte aber nicht unbeachtet bleiben, daß schon die frühesten Arbeiten A. Penck's Beziehungen zwischen Periglazial und Glazial herstellen, die auch jetzt noch nicht ohne weiteres alle auf die Seite zu schieben sind. Wie anderswo, so liegt gegenwärtig auch in Süddeutschland das Schwergewicht auf der Erforschung des Periglazials. Vor allem die Lößgliederung hat hier deutliche und eindrückliche Fortschritte zu verzeichnen (H. Freising 1949, 1951; F. Weidenbach 1952; K. Brunnacker 1953, 1956b; J. Fink 1956). Die Arbeiten im glazialen Gebiet sind daneben zunächst erheblich ins Hintertreffen geraten. Trotzdem erfolgt noch immer häufig genug eine vorschnelle Verbindung periglazialer Ergebnisse mit oft lange zurückliegenden Geländebeobachtungen und sich daraus ergebender Folgerungen im Bereich der alpinen Gletscher, die für viele Feinheiten keineswegs mehr als zuverlässig genug und ausreichend zu betrachten sein dürften. So darf wohl, um ein konkretes Beispiel zu nennen, ohne jede Einschränkung behauptet werden, daß etwa die Hauptschwankung des Würm, die im periglazialen Löß einwandfrei erscheint, in den glazialen Moränefeldern zumindest der westlichen Alpen bisher keineswegs unangreifbar erkannt und vorgelegt worden ist. Dieser Rückstand der Glazialgliederung im engeren Sinne dürfte wohl nur durch eine großzügige Neuaufnahme des gesamten alpinen Gebietes im Sinne A. Penck's und E. Brückner's wieder einzuholen sein. Eine Aufgabe, deren Lösung auch der Gliederung des süddeutschen Periglazials und darüber hinaus der pleistozänen Stratigraphie im weitesten Sinne wesentliche Neuerkenntnisse vermitteln könnte. Bei der vorläufig gegebenen Lage bleibt dem Paläolithiker, der seine Materialien ja irgendwie möglichst zuverlässig einstufen soll, nichts anderes übrig, als sein Augenmerk hauptsächlich auf die Räume außerhalb der Gletscherzone zu lenken. Hat er es doch in erster Linie, oder beinahe ausschließlich, mit Funden aus dem Periglazial (wenn nicht überhaupt gar aus interglazialen Warmphasen) zu tun. Dies muß auch auf die Gefahr hin geschehen, daß dadurch eine vorübergehende Suspendierung eines Teiles der im glazialen Bereich geformten Terminologie hervorgerufen werden könnte, ohne daß aber, was die ganze Problematik eines derartigen Vorgehens verdeutlicht, mehr als sehr allgemeine archäologisch gebundene Begriffe als zeitweiliger Ersatz zur Verfügung stehen. Auf jeden Fall sollte nicht gerade die Rücksicht auf den Prähistoriker (wie R. Grahmann sie einmal in der Diskussion in Aarau 1954 forderte) eine Beibehaltung der eingeführten geologischen Terminologie, wo sie nur noch mühsam gehalten werden kann, begründen und fördern.

Denn gerade die Paläolithforschung hat, auch wenn dies mit einer sehr wandlungsfreundlichen Terminologie geologischer Begriffe bezahlt werden müßte, ein außerordentliches Interesse an einer endgültigen, wenn zunächst auch groben Gliederung des Pleistozäns. Erst danach kann sie sich ihren eigentlichen kulturhistorischen Aufgaben zuwenden.

Bei der folgenden Betrachtung der süddeutschen Paläolithika, der diese zwar allgemeinen, aber doch notwendigen Bemerkungen vorauszuschicken waren, ist es selbstverständlich unmöglich, alle vorhandenen Stationen im einzelnen zu behandeln. Für die hier angestrebte Übersicht ist dies auch keineswegs notwendig, sondern es genügt vielmehr eine Beschränkung auf einige wenige, aber stratigraphisch aussagekräftige Aufschlüsse. Einige zeitliche und regionale Komplexe des süddeutschen Paläolithikums liegen bereits bearbeitet vor (G. Riek 1935; O. Roller 1953; Hj. Müller-Beck 1956). Außerdem befinden sich in einer Anzahl von Sammelarbeiten über größere Gebiete zahlreiche Hinweise auf das Fundmaterial unseres Gebietes und aus ihm gewonnene Folgerungen (R. R. Schmidt 1912; H. Obermaier 1912; F. Wiegers 1928; J. Andree 1939; L. F. Zotz 1951; G. Freund 1952; K. J. Narr 1955), ohne auf wesentliche, hierher gehörige Zeitschriftenaufsätze eingehen zu wollen. Ebenso kann auf die Einzelpublikationen nur summarisch verwiesen werden. Sie sind weitgehend vor allem bei R. R. Schmidt (1912) und J. Andree (1939) aufgeführt.

Die ältesten in diesem Rahmen zu behandelnden Funde aus Süddeutschland sind diejenigen von M a u e r unweit Heidelberg. Außer dem von dort stammenden Unterkiefer des *Homo heidelbergensis* (O. Schoetensack 1908) sind seit den Entdeckungen von A. Rust (1956a, 1956b) in den letzten Jahren auch die zugehörigen Artefakte bekannt. Daß über den Werkzeugcharakter dieser Stücke diskutiert wird, ist durchaus begreiflich, gehört doch zum Erkennen derartiger oft ganz neuer Formen eine außerordentliche typologische Erfahrung und vor allem auch eine Einarbeitung in die sich stellenden besonderen Probleme, die nicht ohne weiteres zu erlangen oder zu ersetzen sind. Auf jeden Fall liegen unter den aus Mauer vorgelegten Exemplaren Formen vor, die nach jeglicher gültigen archäologischen Erfahrung nicht anders als als Werkzeuge zu betrachten sind. Wenn hier auch nicht der Platz einer eingehenden Diskussion dieser Frage gegeben ist, so sei doch darauf verwiesen, daß das den Artefakten von Mauer recht ähnliche Kafuan Afrikas (L. S. B. Leakey 1953; C. van Riet Lowe 1952) zwar in einzelnen Punkten ebenfalls noch umstritten ist, aber gerade jene Faktoren, die es mit Mauer verbinden, mit völliger Selbstverständlichkeit als älteste afrikanische Kulturrelikte angesehen werden.

Die stratigraphische Stellung von Mauer ist immer wieder diskutiert worden. Aus der Vielzahl der dazu vorliegenden Arbeiten seien hier nur diejenigen von E. Koken (1912) als Zusammenfassung der älteren Beobachtungen, W. Soergel (1933), E. Becksmann (1950) und S. Kuss (1955) herausgegriffen. Das vereinfachte, während der letzten Jahre aufgeschlossene Profil der Grube Grafenrain zeigt folgenden Aufbau (Abb. 1): Im Liegenden in ältere, stark verwitterte Schotter eingeschachtelte Neckarschotter, die in verschiedenkörnige, von Ton- und Lehmbändern durchzogene Sande übergehen, deren unterster Abschnitt die menschlichen Spuren ergab (A. Rust 1956a). Der obere Abschluß der Sande ließ gelegentlich eine klare, bisweilen aber stark verschleierte Diskordanz erkennen, wie sie bereits E. Koken (1912) beschrieb. Eine neue Beobachtung (die erst im Dezember 1956 durch den Verfasser gemacht werden konnte), hilft hier offenbar etwas weiter: Diskordant zu den Sanden im Liegenden, mit ihnen aber deutlich verwürgt, erschien ein 15 m langer und bis 1 m mächtiger Streifen verlehmten, rötlichen Sandes, der sich sowohl in der Lagerung wie auch in der Beschaffenheit eindeutig von den in die Sande eingeschalteten graubraunen Lehmlinsen und Lehmhorizonten unterschied. Der darüber folgende, teilweise erheblich entkalkte Löß ist mehr oder weniger stark ver-

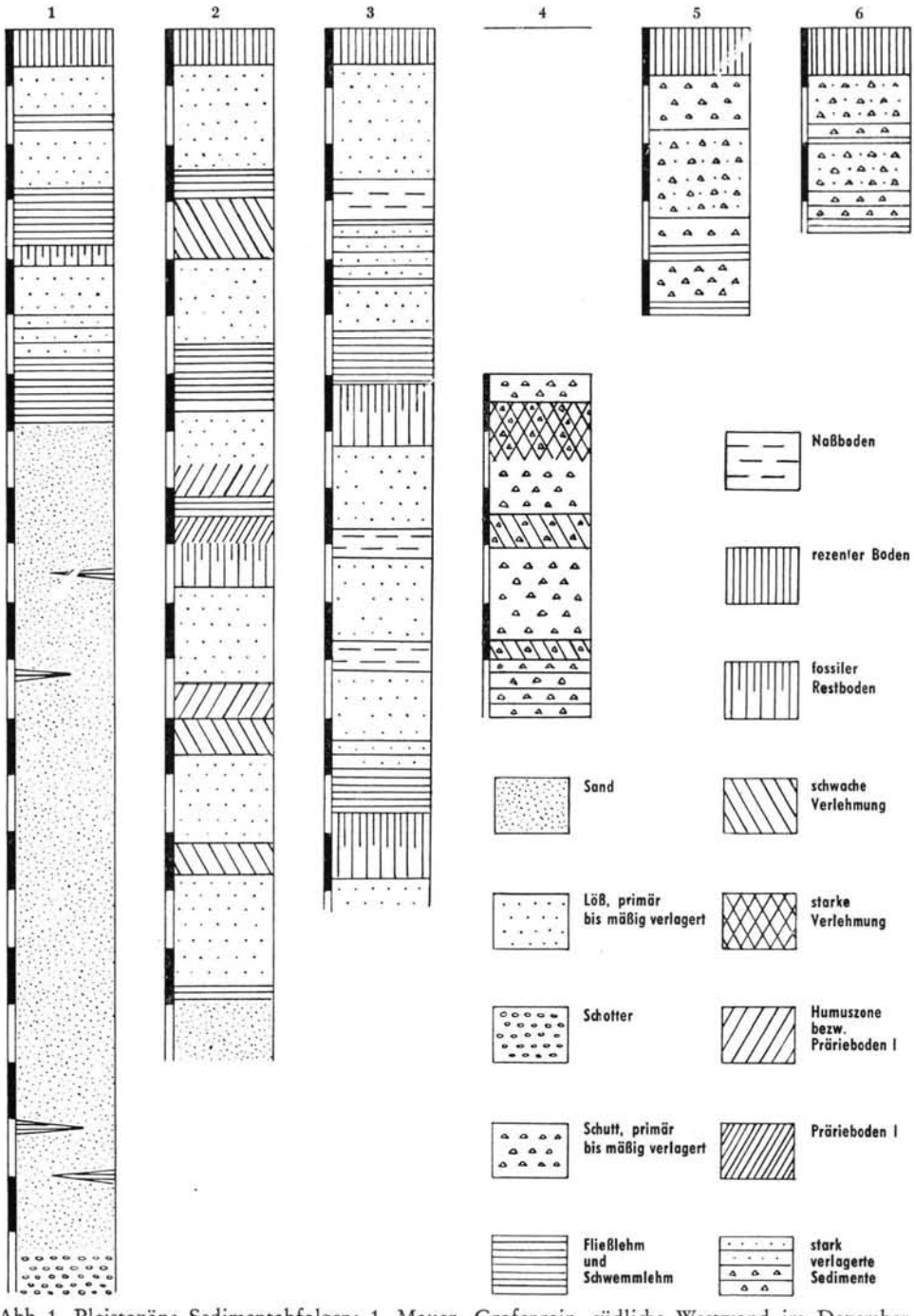


Abb. 1. Pleistozäne Sedimentabfolgen: 1. Mauer, Grafenrain, südliche Westwand im Dezember 1956; 2. Sammelprofil der nordwestfranzösischen Lößaufschlüsse; 3. Böckingen, Ziegelwerke (J. Fink 1956), Ergänzungen der beiden unteren Naßböden nach Beobachtungen im Herbst 1954; 4. La Micoque, Südwestfrankreich, leicht schematisiert, im Herbst 1955; 5. Stetten/Lonetal, Vogelherd, vereinfachtes Sammelprofil (G. Riek 1934); 6. Mauern, Weinberghöhlen, vereinfachtes Sammelprofil (A. Bohmers 1951).

lagert und an seiner Unterkante mit dem verlehmten rötlichen Sand im Liegenden verwürgt. Über diesem unteren Löß folgen verflossene Bodenreste, die stellenweise doch eindeutig in ihrem waldbodenartigen Charakter zu erkennen sind. Ein oberer, bisweilen durch eine kleinere Fließerde zweigeteilter Löß bildet unter Einbeziehung der rezenten Verlehmung den Abschluß (A. Rust 1956a).

Die Schotter und Sande sind sicher warmzeitlich abgelagert, haben aber kaum, wie so oft bei gletscherunabhängigen Flüssen, klare klimatische Beziehungen, sondern verdanken ihre Entstehung im wesentlichen tektonischen Vorgängen (E. Becksmann 1939, 1950). Die warmzeitliche Bildung der Sande ist durch die eingeschlossene Fauna gesichert, wenn auch ihr oberer Abschnitt offenbar eine Klimaverschlechterung erkennen läßt (bereits E. Koken 1912 - neuere Beobachtungen dazu an anderer Stelle). Die zu den Sanden diskordante Zone des verlehmten rötlichen Sandes besitzt auffallende stratigraphische Gemeinsamkeit mit den roten Sanden Commont's im Liegenden der Lößfolge des Seinebeckens (F. Bordes 1954; F. Bordes - Hj. Müller-Beck 1956). In Mauer stellt sie offenbar den Rest einer sehr wahrscheinlich warmzeitlichen, anschließend umgelagerten Verwitterung dar. Es wäre durchaus denkbar, daß das Gebiet der Mauerer Neckarschlinge in einer Kaltzeit, in die die Ablagerung der oberen Sande noch hineinreicht, Erosions-, aber noch nicht Akkumulationsraum äolischer Vorgänge gewesen ist. Eine Tatsache, die vor allem durch das Fehlen des erst noch zu bildenden Geländereliefs in dem ebenen, vom Neckar verlassenen, relativ breiten Talboden recht gut zu erklären wäre. Die beiden Lößabfolgen im Hangenden stellen zwei weitere, durch die interglaziale Bodenbildung getrennte Kaltphasen dar. Demnach wäre das Profil von Mauer-Grafenrain vielleicht doch vollständiger, als dies bisher im allgemeinen den Anschein hatte. Wenn auch wegen der anhaltenden kleinräumigen Zertalung nach wie vor mit stratigraphischen Lücken gerechnet werden muß, so besteht doch immerhin die Möglichkeit, daß alle auf die Ablagerung der fossilführenden Sande folgenden Klimaabschnitte wenigstens in groben Zügen direkt oder indirekt belegt wären. Auf das Liegende der Fundschichten soll an dieser Stelle wegen des Umfanges der daran zu knüpfenden Erörterungen nicht eingegangen werden. Doch auch die dort zu beobachtenden Verhältnisse scheinen die Stellung des *Homo heidelbergensis* und seiner Artefakte am Ausgang einer Warmzeit von recht erheblicher Länge zu bestätigen. Die Artefakte selbst sind durch ihre eher einfache Gestalt und allgemein grobe Ausführung gekennzeichnet. Wieweit eine Gleichzeitigkeit mit ähnlich oder verschieden gearteten Geräteinventaren anderer geographischer Räume vorliegt, ist vorläufig nicht zu entscheiden. Ebenso unklar ist noch, wie tief der in Mauer belegte Industriekomplex (Heidelberger Kultur, A. Rust 1956a) zeitlich zurückreicht.

Ein zweites, jüngeres, von Mauer faunistisch klar getrenntes Interglazial (K. D. Adam 1952, 1953a, 1954) wird durch den Schädel von Steinheim (F. Berckhemer 1933) und die zugehörige Fauna belegt. Aus dem eigentlichen Interglazial, das von nicht unerheblicher Länge gewesen sein dürfte, liegen aus Süddeutschland bisher keine gesicherten Artefakte vor. Dagegen sind wiederum Funde aus dem Ende dieser Warmzeit, beziehungsweise dem Übergang zur folgenden Kaltphase bekannt. Einmal erscheinen hierher gehörige paläolithische Spuren im Löß von Böckingen (Hj. Müller-Beck 1956) und zum anderen in zwei Höhlenstationen der Schwäbischen Alb. In Böckingen liegen einige wenige Artefakte einer eher groben Abschlagkultur (Hj. Müller-Beck 1956) unmittelbar über den Resten eines auf dem ältesten Löß Süddeutschlands (Freising's Löß I) entstandenen Waldbodens (Abb. 1). Über den aus diesem unteren Waldboden hervorgegangenen Fließerden folgt ein in der Grube zwar unterschiedlich gegliederter, aber generell wohl dreigeteilter Löß, der von einer weiteren intensiven Bodenbildung und dem jüngsten, durch einen Naßhorizont zweigeteilten Löß (Freising's Löß III) überlagert wird (H. Freising 1953; J. Fink 1956). Ebenso eindeutig sind die Verhältnisse

der noch nicht publizierten, aber in verschiedenen Vorträgen des Ausgräbers R. WETZEL erwähnten ältesten Kultur der Bocksteinschmiede. Sie liegt an der Basis einer kaltzeitlichen Schuttfolge, deren Oberkante ganz offensichtlich eine teilweise *in situ* erhaltene warmzeitliche Verwitterung aufweist (H. FREISING 1954; R. WETZEL 1954; Hj. MÜLLER-BECK 1956). Über diesem unteren Kaltschutt folgt eine weitere kaltzeitliche Schuttfolge (R. WETZEL 1954), die der letzten Kaltzeit angehören dürfte. Ähnlich, wenn auch weniger vollständig, scheint die stratigraphische Gliederung des Vogelherdes (Abb. 1) zu sein. Über der Kultur der Höhlensohle (G. RIEK 1934) liegt eine untere, von einem verlagerten Verwitterungslehm überdeckte Schuttbildung (H. FREISING 1954) sowie ein zweiter ausbildungsmäßig deutlich unterschiedener Schuttzyklus, der end-altpaläolithische (RIEK VI) und jungpaläolithische (RIEK V und höhere) Inventare enthält. Die aus einfachen Abschlaggeräten bestehende Kultur der Höhlensohle im Vogelherd (RIEK IX) wird von einem Auswurfzahn eines jugendlichen *Elephas antiquus* begleitet (G. RIEK 1934; U. LEHMANN (n. K. D. ADAM 1954).

Aus den eigentlichen Kältephasen der auf das Steinheimer Interglazial folgenden vorletzten Kaltzeit sind in Süddeutschland bisher keine paläolithischen Funde bekannt. Erst aus dem Ausgang dieser Zeit liegen, offenbar im Bereich einer kürzeren, aber recht ausgeprägten interstadialen Warmschwankung, wiederum altpaläolithische Steingeräte vor. Es handelt sich um das relativ einfache Inventar von Murg, das im wesentlichen, neben einem einzigen atypischen Faustkeil, nur Abschlagtypen besitzt (G. KRAFT 1936; Hj. MÜLLER-BECK 1956). Die etwas vereinfachte Schichtfolge der Fundstelle zeigt folgende Entwicklung: Über der verschleppten Grundmoräne der größten alpinen Vergletscherung folgt eine sandige Zone, die die Artefakte birgt, darüber zunächst verlagerter unreiner und dann reiner Löß, über den sich eine stark verflossene und deshalb nur relativ selten eindeutig erkennbare interglaziale Bodenbildung legt. Den Abschluß bildet ein durch eine Zone stärkerer Bewegung zweigeteilter oberer Löß (F. ZINK 1940; E. SCHMID 1951; Hj. MÜLLER-BECK 1956).

Noch jünger als die eben erwähnten Funde von Murg sind mit Sicherheit die paläolithischen Hinterlassenschaften aus der Hauptfundschicht der Bocksteinschmiede (R. WETZEL 1940, 1954) mit den für sie typischen Faustkeilschabern (Abb. 2) (Hj. MÜLLER-BECK 1956). Sie gehören ebenfalls noch der vorletzten Kaltzeit an und liegen unmittelbar unter den Verwitterungsbildungen der letzten fossilen Warmzeit. Ein Teil der Artefakte weist sogar Einflüsse dieser Verwitterungsvorgänge auf. Gleichzeitig mit diesem Fundhorizont sind auf Grund der stratigraphischen wie auch der artefakttypologischen Verhältnisse die Funde aus der Strate VIII des Vogelherdes (Abb. 2) (G. RIEK 1934; H. FREISING 1954, Hj. MÜLLER-BECK 1956). Das durch einen Faustkeilschaber gekennzeichnete Inventar war ebenfalls in einem älteren, von allerdings nicht *in situ* befindlichen Verlagerungsprodukten und einer zweiten andersgearteten Kaltschuttbildung überlagerten Schutthorizont eingebettet.

Ein Vergleich zwischen den aus der vorletzten Kaltzeit stammenden Inventaren Süddeutschlands und annähernd gleichzeitigen anderer Räume läßt sich bisher nur sehr allgemein durchführen. Die Abschlagtypen erinnern an das französische Moustérien, zeigen aber häufig eine levalloisartige Technik und daneben durchaus eigenständige Züge. Kennzeichnend ist die annähernd vollständige Faustkeillosigkeit der aus dem Beginn der vorletzten Kaltzeit und dem Interstadial von Murg vorliegenden Gerätekomplexe. Die durch die Arbeiten von F. BORDES (1954) gut datierten, etwa phasengleichen reicheren paläolithischen Hinterlassenschaften aus dem zweifellos klimagünstigeren nordfranzösischen Seinebecken (Abb. 1) weisen im Gegensatz dazu ganz erhebliche Faustkeilanteile auf. Ähnlichere Funde liegen dagegen aus den unteren und mittleren Straten von La Micoque vor, die bisher sehr summarisch dem „Tayacien" zugeteilt worden sind (H. BREUIL 1932 a, b). Die dortige, recht aufschlußreich gegliederte Schutt-

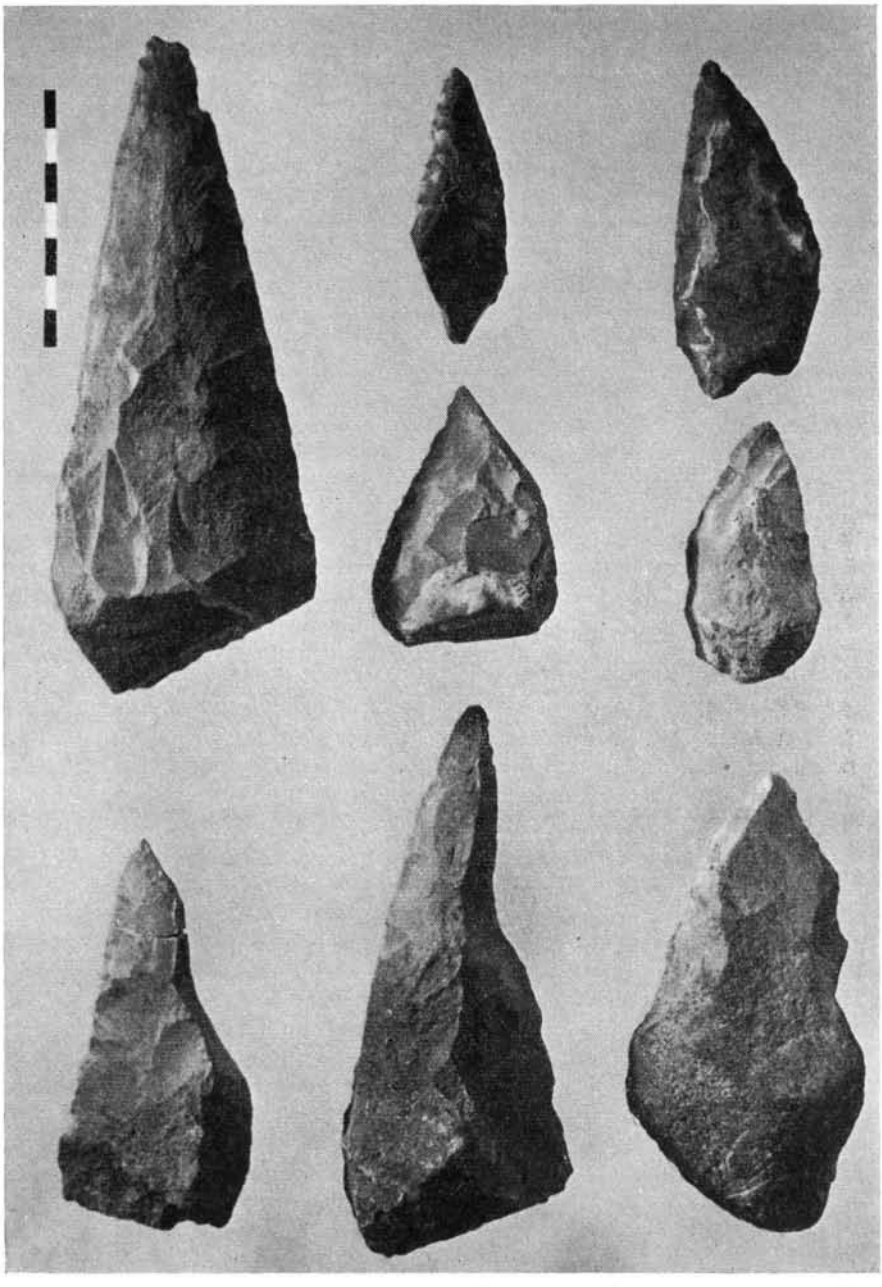


Abb. 2. Faustkeilschaberinventare, Typenauswahl: Essing, Klausennische (obere drei Exemplare), typologisch fortschrittlich, stratigraphisch nicht eindeutig, vielleicht erst Übergang zu Würm; Stetten/Lonetal, Vogelherd, Schicht VIII (mittlere zwei Exemplare), Ausgang R-Kaltzeit - Beginn Stuttgarter Interglazial; Rammingen, Bocksteinschmiede, Hauptfundschicht (untere drei Exemplare), Ausgang R-Kaltzeit - Beginn Stuttgarter Interglazial. (Foto H. Hell, Tübingen).

folge (Abb. 1) dürfte — mit Ausnahme des obersten Abschnittes — mit ziemlicher Wahrscheinlichkeit der vorletzten Kaltzeit angehören und damit stratigraphisch dem unteren Schuttkomplex der Bocksteinschmiede entsprechen. Zu beachten ist hierbei aber, daß die paläolithischen Funde nicht nur auf den klimagünstigen Abschnitt des Kaltzeitbeginns und die interstadialen Schwankungen, wie in Nordfrankreich oder Süddeutschland, beschränkt sind, sondern daß die Verteilung der Artefakte über das gesamte Profil von La Micoque eine anhaltende, praktisch wohl die ganze vorletzte Kaltzeit einnehmende paläolithische Begehung Südfrankreichs wahrscheinlich macht. Gewisse Beziehungen des faustkeilfreien Altpaläolithikums der vorletzten Kaltzeit scheinen außerdem zu den älteren, faustkeilarmen Gruppen Mitteldeutschlands zu bestehen, von denen hier nur die Stationen von Markkleeberg (R. Grahmann 1955) erwähnt seien.

Die Faustkeilschaberinventare Süddeutschlands besitzen mit dem französischen Micoquien einen nur sehr indirekten, lockeren Zusammenhang. Der typische Faustkeilschaber (R. Wetzel: Bocksteinmesser) (Abb. 2) fehlt westlich des Rheines nahezu ganz, tritt aber östlich davon, bis zur Ostgrenze acheuloider Komplexe überhaupt, unter verschiedener stratigraphischer Horizontierung nicht gerade selten auf. Eine etwas nähere Beziehung scheint dagegen zum späten Freiland-Acheuléen Nordfrankreichs (F. Bordes 1954), das auch mit dem anschließenden Micoquien im engeren Sinne nicht direkt gleichgesetzt werden darf, zu bestehen. In diesen nordfranzösischen Industrien kommen relativ häufig am Basisende rückenartig abgeschrägte Faustkeile vor, die aber nicht ganz den echten Faustkeilschabern mit keilförmigem, dreieckigem Querschnitt und ausgeprägtem Rücken entsprechen. Das mag seinen Grund darin haben, daß zwischen den dem jüngsten Acheuléen angehörenden Faustkeilen Nordfrankreichs und den Faustkeilschabern Süddeutschlands eine nicht unbeträchtliche Zeitdifferenz besteht. Das Jungacheuléen Nordfrankreichs ist in die letzte größere Oszillation der vorletzten Kaltzeit zu stellen (F. Bordes 1954), die Faustkeilschaber dagegen in das beginnende „Postglazial" der gleichen Periode. Das bedeutet aber, daß zwischen beiden Fundhorizonten ein Abstand von mehreren Jahrtausenden liegenden muß, der etwa größenordnungsmäßig dem Zeitraum zwischen mittlerem Jungpaläolithikum und mittlerem Mesolithikum Mitteleuropas entsprechen dürfte. Die Zeitstellung der osteuropäischen Faustkeilschaberkomplexe, die zumindest zu einem Teil jünger als die hier behandelten sein dürften, ist vorläufig noch unklar.

Aus dem letzten Interglazial sind nur sehr wenige süddeutsche Funde bekannt. Allein die Artefakte aus den Travertinen von Stuttgart-Untertürkheim (F. Berckhemer 1935a; Hj. Müller-Beck 1956) können mit Sicherheit in diesen Klimaabschnitt gestellt werden. Die begleitende Fauna ist eindeutig warm und unterscheidet sich klar von der des vorangehenden Interglazials von Steinheim (F. Berckhemer 1935b; K. D. Adam 1953b). Die bisher publizierten und zugänglichen paläolithischen Funde besitzen wiederum einen allgemeinen mousteroiden Charakter, dem sich aber eine leichte Blattspitzentendenz als Sonderzug zugesellt. Der obere, sandige Abschnitt der fundführenden Travertine läßt bereits eine gewisse Klimaverschlechterung erkennen, die durch die eingeschlossenen Faunen- und Florenreste deutlich zum Ausdruck kommt (F. Berckhemer 1935a, b). Direkte Entsprechungen des Paläolithikums aus dem Stuttgarter Interglazial sind bisher nicht bekannt. Gewisse allgemeinere Verbindungen scheinen einerseits aber mit dem Inventar von Weimar-Ehringsdorf (J. Andree 1939) und andererseits mit den etwas jüngeren altpaläolithischen Blattspitzengruppen Süddeutschlands (Hj. Müller-Beck 1956) zu bestehen. Sicher in das Stuttgarter Interglazial zu datierende Menschenreste liegen aus Süddeutschland bisher nicht vor.

Sehr viel zahlreicher dagegen sind die kulturellen Hinterlassenschaften aus dem Übergang zur letzten Kaltzeit. Eine ganze Reihe von süddeutschen Höhlen- und Lößstationen haben hier einzureihende Funde erbracht (Hj. Müller-Beck 1956). Neben

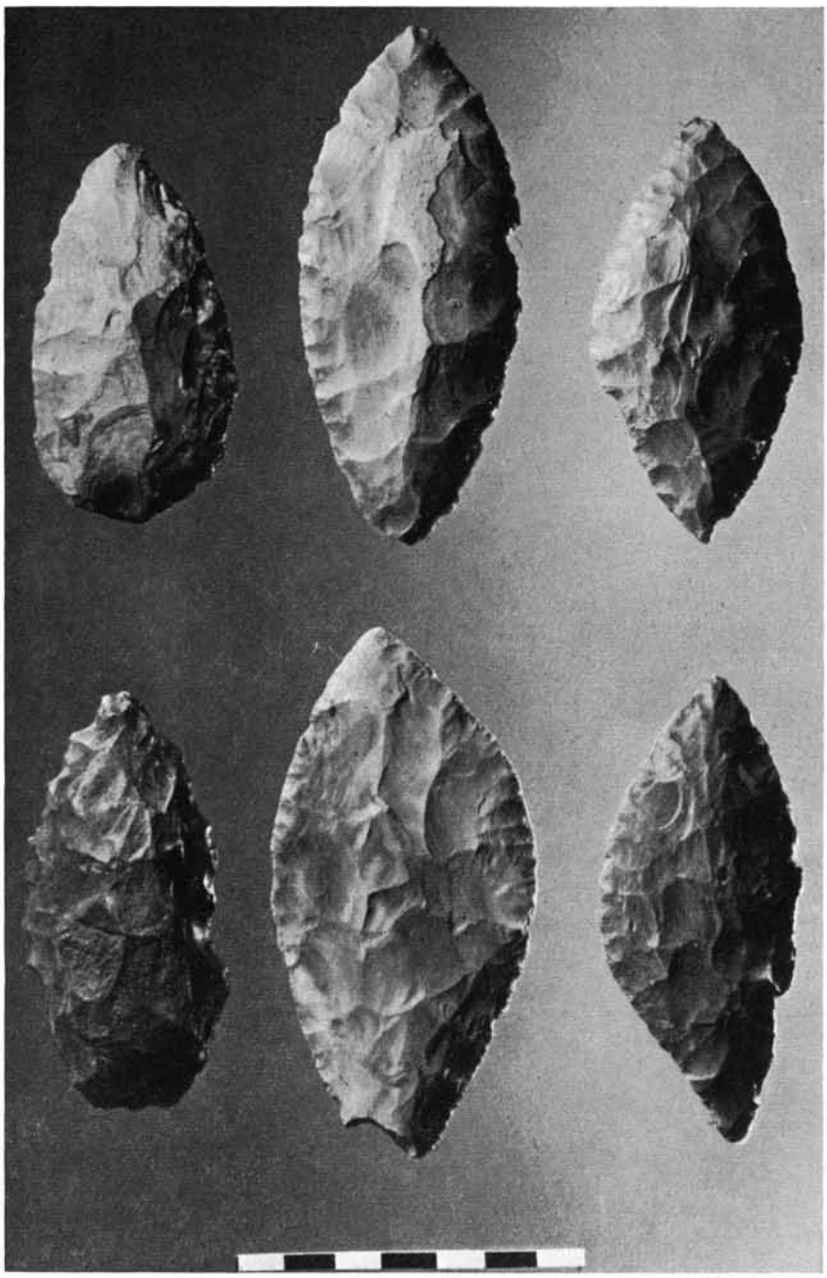


Abb. 3. Blattspitzen aus dem Unteren Würm Süddeutschlands: Holheim, Kleine Ofnet (linke Reihe); Mauern, Weinberghöhlen (mittlere Reihe); Urspring, Haldensteinhöhle (rechte Reihe). (Foto H. Hell, Tübingen).

allgemein-mousteroiden Inventaren verschiedenster Tendenz ist besonders die Gruppe des Altpaläolithikums mit Blattspitzen (H. Obermaier & P. Wernert 1929; G. Freund 1952) hervorzuheben (Abb. 3). Sie erscheint bereits in der wahrscheinlich relativ früh

innerhalb des Überganges zu datierenden Freilandstation von Kösten bei Lichtenfels (H. Obermaier & P. Wernert 1929; Hj. Müller-Beck 1956) und gehört in verschiedener Ausbildung, wie etwa in Mauern (L. F. Zotz 1955), zu den vor allem im östlichen Süddeutschland relativ häufigen Inventaren dieser Periode (G. Freund 1952; Hj. Müller-Beck 1956). Der wahrscheinlich jüngste in diesen Zusammenhang gehörige Blattspitzenkomplex der Haldensteinhöhle (G. Riek 1938) fällt bereits in den Bereich der weiträumigen Lößsedimentation in Süddeutschland. Die hier gemachten Funde werden durch zwei ausgezeichnet gearbeitete und typologisch entwickelte Blattspitzen (Abb. 3) gekennzeichnet, sowie durch eine große, schwere Klinge, die auch in anderem Zusammenhang auftritt, aber wegen der in diesem Komplex so außerordentlich typischen Ausprägung geradezu als Haldenstein-Klinge bezeichnet werden darf.

Neben den eben behandelten Blattspitzeninventaren läßt sich eine weitere, etwas schärfer zu umreißende Industrie des späten süddeutschen Altpaläolithikums ausscheiden. Es handelt sich um im Gesamthabitus altpaläolithische Inventare, die neben den üblichen Schaber- und Spitzenformen beträchtliche Kratzeranteile führen. Diese hohen Kratzeranteile geben oft die Veranlassung, derartige Komplexe als Aurignacien (etwa K. Gumpert 1952, 1953) zu bezeichnen. Dazu ist zu sagen, daß auch im ausgehenden Altpaläolithikum westlich des Rheines bereits häufig ganz erhebliche Kratzerbeimengungen auftreten (F. Bordes, Typus 30 und 31), die große Prozentsätze und gute typologische Ausprägung erreichen können. Die restlichen Geräte zeigen dabei ebenfalls das normale altpaläolithische Gepräge. Es geht in Süddeutschland auf keinen Fall an, derartige Inventare, wenn man die Vergleichsbasis mit dem Westen nicht völlig auflösen will, als Jungpalöolithikum zu beschreiben. Dies wäre außerdem auch nur unter gleichzeitiger grundsätzlicher Änderung der französischen Terminologie und ihrer Grundlagen möglich.

Es sei in diesem Zusammenhang darauf hingewiesen, daß sehr viele Interpretationsdifferenzen im Bereich des Überganges vom Alt- zum Jungpaläolithikum offenbar auf diesen Bestimmungsfehler zurückgehen, der leider häufiger in Erscheinung tritt, als man auf den ersten Eindruck hin meinen sollte. Es hat sogar den Anschein, als ob dieser Auffassungsunterschied auch recht beträchtlich an einigen Gegensätzen der stratigraphischen Gliederung des Oberen Pleistozäns in West- und Osteuropa beteiligt ist. Man sollte prinzipiell an der klaren Typologisierung des Jungpaläolithikums festhalten, wie sie durch das Aurignacien I H. Breuil's (1912) und die unteren Stufen des Périgordien D. Peyrony's (1936, 1948) gegeben ist. Wobei allerdings zu bemerken bleibt, daß das Périgordien I noch keine scharfe Trennungslinie darstellt, sondern starke altpaläolithische Züge besitzt, die erst mit der folgenden Stufe zurücktreten. Daß der eigentlichen Zäsur zwischen Alt- und Jungpaläolithikum eine Übergangsphase verschiedener Ausbildung und vor allem je nach Art der zusammenstoßenden Komponenten auch verschiedener Ursache vorausgehen kann, bleibt selbstverständlich. Trotzdem sollte man zur Vereinfachung der Verständigung besser alle eventuellen oder wirklichen Übergangsindustrien nicht aus dem Altpaläolithikum herauslösen und das Jungpaläolithikum erst mit dem Aurignacien I H. Breuil's oder typologisch gleichwertigen Gruppen (wie etwa dem Prä-Aurignacien A. Rust's (1950) im syrischen Jabrud) beginnen lassen. Unter diesem Gesichtswinkel wäre der eher verwirrende Begriff des „Mittelpaläolithikums" besser wieder zu streichen, da eine echte Diskordanz zwischen ihm und dem Altpaläolithikum — wie sich immer deutlicher zeigt — gar nicht besteht. So wäre auch das Périgordien I eher noch dem Altpaläolithikum einzuordnen, was beim Typenbestand der jüngeren Périgordienstufen nicht mehr zulässig sein würde. Unklar wird die Grenzlinie zwischen Jung- und Altpalöolithikum anscheinend auch dadurch, daß östlich des Rheines ausgearbeitete Knochengeräte bereits im Zusammenhang mit altpaläolithischen Inventaren (A. Tode 1953; G. Riek 1934 - Vogelherd VI; vgl. Abb. 4) auftreten, wie wir sie west-

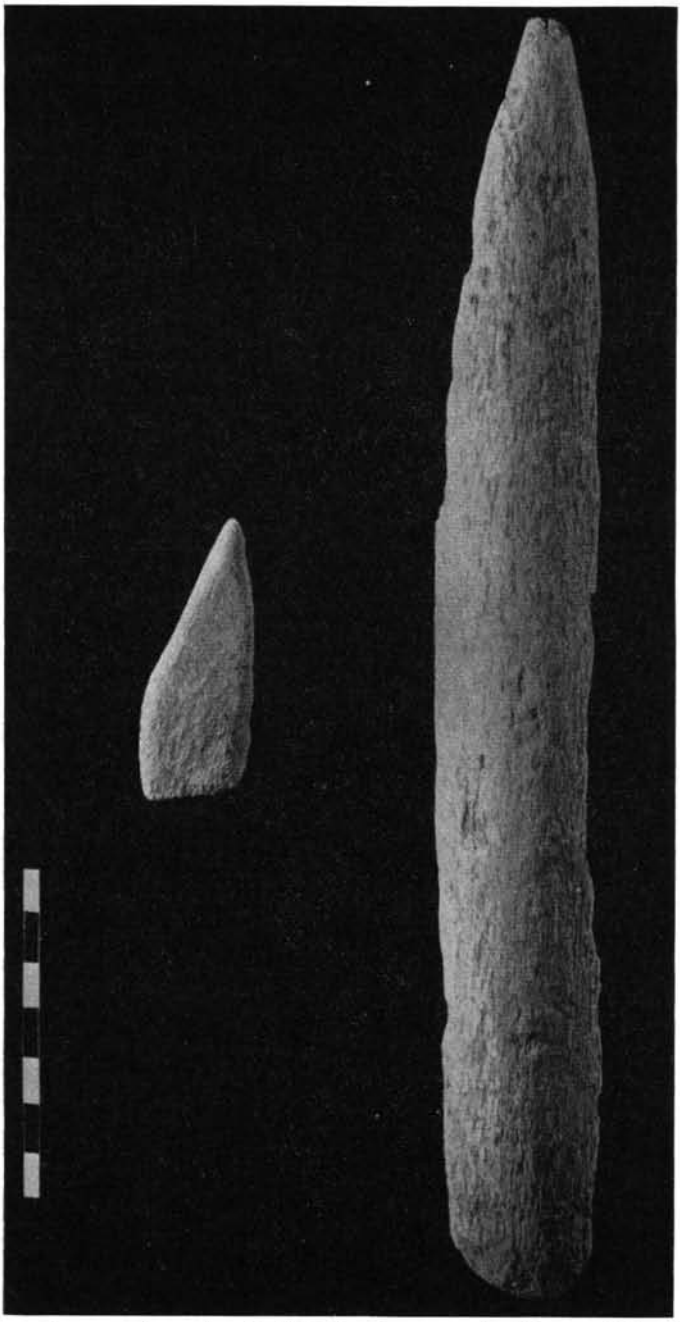


Abb. 4. Knochengeräte aus einem altpaläolithischen Inventar des Unteren Würm (Stetten/Lonetal, Vogelherd, Schicht VI). (Foto H. Hell, Tübingen).

lich des Rheines erst mit Erscheinen des echten Aurignacien kennen. Ob dadurch im östlichen Altpaläolithikum primäre Entwicklungstendenzen oder nur sekundäre Beeinflussungen durch andere relativ alte „jungpaläolithischere" Kulturkörper in Erscheinung

treten, ist beim gegenwärtigen Stand der Materialverarbeitung nicht zu entscheiden. Die oben bereits erwähnte Kratzerentwicklung stellt dagegen zumindest bereits seit dem Ausgang der vorletzten Kaltzeit (Hj. Müller-Beck 1956) eine ganz allgemeine Entwicklungstendenz im europäischen Altpaläolithikum dar.

Wir dürfen also zusammenfassend feststellen, daß die in Süddeutschland auftretende Gruppe altpaläolithischer Inventare mit hohen Kratzeranteilen, auch wenn sie Knochenspitzen und ähnliche Knochengeräte führen, noch nicht dem Jungpaläolithikum zugeordnet werden können. Dabei soll allerdings kein abschließendes Urteil über die Beziehungen dieser Gruppe zum echten Aurignacien gefällt werden. Bei einer vorläufig weder zu beweisenden noch aber auszuschließenden Gleichzeitigkeit dieser beiden Komplexe besteht immerhin die Möglichkeit eines wenigstens teilweisen Einflusses durch die technisch fortschrittlichere Industrie.

Neben den bisher genannten Artefaktkomplexen aus dem Übergang zur letzten Kaltzeit in Süddeutschland muß eventuell noch eine jüngere Stufe des Altpaläolithikums mit Faustkeilschabern hierher gestellt werden, wie sie möglicherweise in den Funden der Klausennische (H. Obermaier & P. Wernert 1914, 1929) vorliegt (Abb. 3). Eine Entscheidung über die Zeitstellung dieser Gruppe ist wegen des Fehlens zuverlässiger stratigraphischer Anhaltspunkte nicht zu fällen. Immerhin sei darauf hingewiesen, daß die dort vorliegenden Funde einige typologische Verschiedenheiten gegenüber den ähnlichen Funden aus dem Ende der vorletzten Kaltzeit aufweisen, die nicht allein durch den vorhandenen Unterschied des Rohmaterials erklärbar sind.

Trotz aller noch zu lösender Aufgaben wird doch bereits jetzt schon deutlich, wie bunt und vielfältig das kulturelle Bild des süddeutschen Altpaläolithikums im Anfang der letzten Kaltzeit zu werden beginnt. Die Situation kompliziert sich weiterhin dadurch, daß einerseits bei zunehmender Klimaverschlechterung mit einer Zuwanderung aus Osten abziehender Gruppen zu rechnen ist, während andererseits gleichzeitig ausharrende, aber sich dabei langsam verändernde Reliktkomplexe vorhanden sind, deren Anpassung an die neuen Gegebenheiten in Richtung des Kulturbesitzes der östlichen Neuankömmlinge tendieren dürfte, ein Vorgang, der von Süddeutschland aus allein sicher nicht zu entwirren ist. Erkennbar ist bisher nicht mehr als das Eindringen neuer Faktoren eben aus östlicher Richtung und eine Reihe von Sonderzügen gegenüber den gleichzeitigen altpaläolithischen Provinzen westlich des Rheines.

Die endgültige Ablösung des Altpaläolithikums durch das Jungpaläolithikum wird zwar durch das gut ausgeprägte Aurignacien des Vogelherdes (G. Riek 1934) angezeigt, ist aber innerhalb der letzten Kaltzeit stratigraphisch nicht eindeutig festzulegen. Es ist möglich, daß diese Ablösung in Süddeutschland im Bereich der letztkaltzeitlichen Hauptschwankung eintrat, aber vorläufig auch nicht ausgeschlossen, daß sie bereits vorher erfolgt war. Daß die Zäsur zwischen Alt- und Jungpaläolithikum westlich des Rheines erst mit dem Ende der Hauptschwankung zusammenfällt, ist zumindest für Nordfrankreich hinreichend belegt (F. Bordes 1954). In Osteuropa ist die Sachlage vorläufig unklarer und vor allem durch die oben angeführten typologischen Ungenauigkeiten auch grundsätzlich schwieriger. Eine endgültige Lösung ist hier kaum zu erwarten, solange nicht der eigentliche Bildungsherd des Aurignacien abgegrenzt werden kann, der vermutlich räumlich recht ausgedehnt und keineswegs punktförmig klein gewesen sein dürfte. Das untere Vogelherd-Aurignacien (G. Riek 1934 - Vogelherd V) ist zur Zeit jedenfalls als das typologisch älteste Aurignacien Europas zu bezeichnen. Welche Beziehungen zwischen ihm und dem wahrscheinlich älteren Aurignacien von Jabrud (A. Rust 1950 - Prä-Aurignacien) bestehen, bedarf noch der Überprüfung. Bei derartigen Distanzen, wie sie diese beiden Stationen zueinander aufweisen, reicht die Aussagekraft der archäologischen Inventare im jeweiligen Hangenden und Liegenden der hier

interessierenden Fundkomplexe, zumal bei Zeitdifferenzen, die unter der Größenordnung von 10 000 Jahren liegen dürften, allein nicht mehr aus.

Einigermaßen sicher datierbares Jungpaläolithikum liegt in Süddeutschland erst wieder mit dem Ausgang der letzten Kaltzeit vor, einzelne, mehr sporadische Spuren sind vielleicht älter. Ob bereits das Bölling-Interstadial oder eine noch etwas ältere Oszillation, die möglicherweise als klimatische „Wendemarke" zu bezeichnen ist, mit süddeutschen jungpaläolithischen Funden in Zusammenhang zu bringen sind, ist vorläufig noch unklar. Komplexe aus dem Ende der Älteren Dryas sind dagegen nachgewiesen (H.-G. Bandi 1954; H. Gross 1955). Ein guter Teil der jungpaläolithischen Stationen Süddeutschlands wird in das eigentliche Alleröd zu setzen sein, in dem zugleich auch der Beginn für die nun nicht mehr abbrechende Begehung des süddeutschen Beckens liegen dürfte. Mit dem Alleröd beginnt aber auch die zunehmende Aufsplitterung der vor allem aus östlichen Quellen stammenden ursprünglichen endpaläolithischen Einheit, die wohl kaum durch den Kälterückfall der Jüngeren Dryas noch einmal hergestellt wurde. Einmal haben wir vom Alleröd ab, oder schon etwas früher, mit dem Eindringen westlicher Komponenten nach Süddeutschland zu rechnen (K. J. Narr 1955) und zum anderen bewirkt offenbar die fortschreitende Wiederbewaldung eine Aufsplitterung der ehemals freibeweglichen Jägerkulturen in kleinere, örtlich stärker gebundene Gruppen. Erst mit Beginn des 4. vorchristlichen Jahrtausends endet durch das Eindringen fremder kultureller Errungenschaften und wohl auch Volksgruppen die weitgehend wieder autochthon gewordene Vorherrschaft des Jäger- und Sammlertums.

Bei einer zusammenfassenden Übersicht läßt sich demnach in Süddeutschland als kulturelle Abfolge während des Pleistozäns belegen: An der Basis die Fundstelle von Mauer mit *Homo heidelbergensis* und frühpaläolithischen Geröllgeräten, verbunden mit altpleistozäner Fauna, offenbar am Ausgang einer langdauernden Warmzeit unter allerdings noch relativ günstigen Umweltsverhältnissen. Darüber, getrennt wahrscheinlich nur durch eine einzige Kaltphase, die Interglazialfunde von Steinheim und die unmittelbar darauf im Beginn des folgenden Frühglazials eingebetteten kleinen Abschlaginventare. In einer Warmschwankung im Ende der anschließenden Kaltzeit Abschlaggeräte mit einem schwachen Faustkeilanklang. Ganz zum Schluß der gleichen Kaltphase, oder besser im Beginn des zugehörigen „Postglazials", erscheint die ältere Faustkeilschaberstufe. Mehr gegen den oberen Abschnitt des letzten Interglazials altpaläolithische Artefakte mit Blattspitzenandeutungen und der Fauna des ausgehenden Mittelpleistozäns. Im Beginn der letzten Kaltzeit schließlich verschiedene altpaläolithische Gruppen, und dann im Bereich der Hauptschwankung erstes Auftreten des Jungpaläolithikums, ohne daß dieser Vorgang bereits stratigraphisch festlegbar wäre. Im Oberen Würm endlich reines Jungpaläolithikum, das sich mit der zunehmenden Veränderung der klimatischen Bedingungen etwa ab Ausgang der Älteren Dryas regional immer stärker aufspaltet und in holozäne Kulturstufen übergeht.

Sicher zu fassen sind damit in Süddeutschland die beiden letzten Kaltzeiten und die von ihnen eingeschlossene Warmphase: Über warmzeitlichen Spuren, die wahrscheinlich dem faunistisch gut fixierten Steinheimer Interglazial angehören, folgt ein offenbar dreigegliederter kaltzeitlicher Komplex, in dessen oberem Abschnitt eine größere interstadiale Schwankung auftritt. Danach erscheinen die Spuren des Stuttgarter Interglazials und der anschließenden letzten, durch eine etwa hervorgehobene Schwankung zwar unterteilten, aber im ganzen einheitlichen Kaltzeit, sowie der Übergang zu den gegenwärtigen Klimaverhältnissen.

In Süddeutschland ist es natürlich ganz besonders verlockend, eine derartige zunächst nur weitgehend relativ und in sich mehr oder weniger gefangene Gliederung mit allgemeineren stratigraphischen Fixpunkten des Pleistozäns in Verbindung zu bringen. Zur Verfügung ständen dabei in erster Linie die Ergebnisse A. Penck's & E. Brück-

NER's sowie eine ganze Anzahl von neueren ergänzenden und teilweise auch korrigierenden Beobachtungen. Wenn es auch nicht Sache des Verfassers, dessen Kompetenzen in dieser Hinsicht allzu begrenzt sind, sein kann, eine eingehende Studie hierzu vorzulegen, so sei doch bei dieser Gelegenheit wenigstens der Beginn einer Diskussion versucht, deren Fortführung wünschenswert wäre. Allerdings muß dieser Versuch zunächst grundsätzlich auf den süddeutschen Raum beschränkt bleiben. In anderen Gebieten gewonnene Ergebnisse würden eine zu starke Belastung der sich stellenden Aufgabe mit sich bringen. Nur gelegentlich sei ein Ausblick auf einzelne entferntere Geländebeobachtungen erlaubt. So müssen wir uns also mit einer Einbeziehung der glazialen Verhältnisse im nordwestlichen Teil der Alpen bescheiden, der zudem dem Verfasser als einziger aus eigener Anschauung bekannt ist.

Im vor allem für die allgemeine Stratigraphie der Schotter wesentlichen Illergebiet scheiden heute sowohl I. SCHAEFER (1953), wie auch H. GRAUL (1949) nach dem Vorgang von B. EBERL (1930) Schotterglieder aus, die sicher älter anzusetzen sind als Günz im ursprünglichen PENCK'schen Sinne. So unangenehm dies für die gesamte quartäre Terminologie auch sein mag, so unumgänglich scheint doch eine neue Bezeichnung für diese verhältnismäßig alte Kaltphase, wie sie durch B. EBERL (1930) mit „Donau" eingeführt wurde. Es geht kaum an, den Begriff „Günz" nach dem Vorschlag von H. GAMS (1953) auf das Donau B. EBERL's auszuweiten, auch wenn dieser neue Begriff Teile des alten Günz in sich faßt. Dazu kommt, daß sehr wahrscheinlich das Verständnis für die pleistozänen Klimaveränderungen durch die richtigere Trennung B. EBERL's erheblich erleichtert werden dürfte. In diesem Zusammenhang sei als Beispiel auf eine Arbeit F. C. HOWELL's (1955) über die Altersansetzung der Australopithecinen Südafrikas verwiesen. Der hohe Anteil inneralpiner Gerölle spricht für eine kaltzeitliche Stellung der Donau-Schotter. Zugehörige Moränen sind allerdings bisher unbekannt. Eine gewisse Vielgliedrigkeit dieser Phase wird durch die Unterteilung der Schotterfolge selbst (I. SCHAEFER 1953) wahrscheinlich gemacht, auch trotz der durch P. BECK (1954, in H. GRAUL 1954) vorgenommenen Einschränkung in Hinsicht auf die schottermorphologische Überempfindlichkeit des Iller-Lechgebietes. Die südwestlich des Rheines auftretenden Sundgauschotter sind vielleicht als gleichzeitig zu den ältesten pleistozänen Schottern des Illergebietes anzusehen.

Auf dieses unterste Schotterglied folgen dort und auch an anderen Stellen (zumindest) zwei weitere Schotterkörper, die sich von denen der Donau-Phase durch ihren geringen Anteil inneralpiner Gerölle unterscheiden (B. EBERL 1930; I. SCHAEFER 1953). Es handelt sich um die klassischen Deckenschotter und die hierher gehörigen Varianten. Wieweit eindeutig zu ihnen gehörige Moränen nachweisbar sind, ist gegenwärtig nicht sicher zu übersehen. Möglicherweise steht die von A. PENCK (1901/09, I, 1) als Günz klassifizierte Moräne bei Hof und Schloß Wagegg in diesem Zusammenhang. Besonders überprüfungsbedürftig scheinen aber nach den Hinweisen H. GRAUL's (1955) alle mit jüngeren Deckenschottern in Verbindung gebrachten Mindel-Moränen zu sein. Bei dieser Sachlage wollen wir die zu den beiden Deckenschottern gehörigen Klimaphasen zur Vorsicht vorläufig — wenn auch in gewisser Anlehnung an die gebräuchliche Terminologie — mit den Buchstaben G und M bezeichnen. Ihr zeitlicher Abstand zur älteren Donau-Kaltzeit ist unbekannt, ebenso wie der Umfang der zugehörigen Klimaverschlechterung. Ob die umstrittenen Funde von Holziken (H. G. STEHLIN 1922) wenigstens in Richtung der klimatischen Deutung weiterhelfen können, muß hier dahingestellt bleiben. Anzunehmen ist dagegen auf Grund der Schotteranalysen im Iller-Lechgebiet, daß beide Deckenschotterglieder Abkühlungsoszillationen angehören dürften, die relativ geringer als Donau gewesen sind. Alle drei altpleistozänen Schottergruppen werden durch klare Erosionen voneinander getrennt, ohne daß deren zeitliche Dauer aber bisher irgendwie sicher faßbar gewesen wäre. Zwischen den jüngeren Deckenschottern und den

folgenden glazialen Serien liegt im Rhone-, Aare- und Rheingletscherbereich eine klare und eindeutige Zäsur, die auch durch die Beobachtungen H. GRAUL's (1955) im Iller-Rißgebiet erscheint, wo sie allerdings I. SCHAEFER (1953, unter Einbeziehung des Lechgebietes) als nicht so eindrücklich ansieht.

Eine neue, offenbar vollständig selbständige Kaltzeit tritt nach Feststellungen H. GRAUL's (1955) möglicherweise innerhalb des alten Riß-Komplexes in Erscheinung, die folgerichtig aus ihm auszuklammern wäre. Auf eine vielleicht hierher gehörige Beobachtung, die durch E. GERBER (1941, 1950) bei der Aufnahme des Blattes Fraubrunnen/Wynigen/Hindelbank/Burgdorf des Geologischen Atlasses der Schweiz gemacht wurde, sei an dieser Stelle hingewiesen. Wenn sich eine derartige Abtrennung als richtig erweisen sollte, wären wohl ein großer Teil der älteren Rißbildungen in diese neue, selbständige Kaltzeit zu verweisen. Daneben erscheint es aber durchaus nicht ausgeschlossen, daß manche, vor allem glazigene Spuren, die dem bisherigen Mindel zugeordnet werden, ebenfalls hierher gehören. Auch wenn zunächst weitere Unterstützungen dieser Hypothese abgewartet werden müssen, so soll doch der damit gegebene Abschnitt unter Andeutung seiner Stellung im bisherigen System provisorisch mit dem Buchstaben N gekennzeichnet werden. Es ist unter Umständen denkbar, daß ein neugefaßter Begriff des „Mindel" als Bezeichnung der N-Kaltzeit verwendet werden könnte, was aber eine Umbenennung der Bildungsperiode der Jüngeren Deckenschotter erforderlich machen dürfte. Zu N gehörende Moränenreste liegen offenbar vor. Bezeichnend scheint aber vor allem, daß die im Illergebiet zu N gestellten Schotter (H. GRAUL 1955 - Altriß) wieder größere inneralpine Geröllanteile aufweisen, sich also stärker von den eigentlichen Deckenschottern im eingeengten Sinne (G und M) unterscheiden, dagegen aber gewisse Anzeichen einer Ähnlichkeit mit den Donau-Schottern erkennen lassen.

Auf diese N-Schotter folgen die übrigen bisher im allgemeinen dem Riß zugeordnete Schotter, die eine deutliche Zweiteilung aufweisen (H. GRAUL 1955). Sie sind durch hohe inneralpine Geröllanteile im Illergebiet gekennzeichnet und sind ganz generell mit den Altmoränen der Maximalstände und den sogenannten Jungriß-Moränen zu verbinden. Zwischen den beiden Schotterkomplexen liegt ein deutlicher Einschnitt, dessen Charakter vorläufig noch nicht geklärt ist und der sowohl einem Interstadial wie einem Interglazial angehören könnte. H. GRAUL (1955) neigt offenbar eher einer Interpretation als Interglazial zu. Die entsprechenden Schotterkörper im Bereich des Rhone-Aare-Gletschers scheinen dagegen mehr für die Annahme eines, wenn allerdings auch gut ausgeprägten Interstadials zu sprechen. Hier soll dieser Komplex vorläufig zusammengefaßt als R bezeichnet werden, da er in dieser Einengung auf keinen Fall mehr der alten Rißeiszeit im Sinne von A. PENCK entspricht. Die jüngste, wieder durch eine Erosion und eindeutige Verwitterungsdecke abgetrennte Schotterphase wird durch die würmzeitliche Akkumulation gebildet, deren Einheitlichkeit im gröberen Sinne sicher erscheint, wenn auch eine gewisse Zweiteilung (etwa H. GRAUL & I. SCHAEFER 1953) noch diskutiert wird, die aber keine Verteilung der gesamten Akkumulation auf zwei warmzeitlich-interglazial getrennte Kaltzeiten rechtfertigen könnte. Das würmzeitliche Moränenproblem dagegen muß als immer noch nicht eindeutig gelöst betrachtet werden. Die erhaltenen Rückzugsstände der weichenden Würmgletscher sind derart zahlreich, daß jeder möglicherweise älterer Stand des Eises nur außerordentlich schwer klar erkennbar wird. Bisher gibt es jedenfalls noch keine einzige Altwürm-Moräne aus der Vorstoßzeit, die einhellige Zustimmung bei allen zum Urteil am ehesten berechtigten Feldforschern gefunden hätte. Gerade hier scheinen großzügige Neuaufnahmen über weite und möglichst zahlreiche Gletschergebiete erforderlich, um der noch im Gange befindlichen Diskussion Vergleichsmaterial zur Verfügung zu stellen.

Wenn wir unter den gegebenen Verhältnissen die Bereiche der Gletscher- und Schotterforschung mit vielen unbeantworteten Fragen verlassen und auf neue Untersuchungen

der Zukunft hoffen müssen, so betreten wir mit dem Gebiet der Lößforschung ein gerade in den letzten Jahren intensiv bearbeitetes Gelände. Die ältesten bisher in Europa bekannten Lösse wurden im Rhonetal beobachtet und enthalten eine Villafranchiano-Fauna (J. VIRET 1948; F. BOURDIER 1953), die einen Zusammenhang dieser Ablagerungen mit der Donau-Kaltzeit relativ wahrscheinlich werden lassen. Entsprechungen hierzu fehlen in Süddeutschland, wie auch in allen übrigen europäischen Lößzonen bisher ganz. Weiter verbreitet, wenn auch selten erhalten, ist der „Älteste Löß" (FREISING's Löß I, 1951), der meist nur als Ausgangsprodukt einer unter Löß begrabenen fossilen Bodenbildung in Erscheinung tritt und noch keine Artefaktfunde geliefert hat. Über diesem „Ältesten Löß" folgt ein weiterer mit altpaläolithischen Artefakten (Böckingen, Abb. 1) verbundener Löß (FREISING's Löß II), der von einer weiteren fossilen Bodenbildung und dem anschließenden letzten, zweigeteilten Löß (FREISING's Löß III) überlagert wird (im einzelnen dazu die bereits oben genannten Arbeiten: H. FREISING 1949, 1951; F. WEIDENBACH 1952; K. BRUNNACKER 1953, 1956; J. FINK 1956). Auffallend ist, daß den genannten vier Lößkomplexen möglicherweise vier als kaltzeitlich im weiteren Sinne anzusprechende Schotterfolgen gegenüberstehen. Wie wir gesehen haben, könnte der früheste, in Süddeutschland nicht belegbare Löß mit der Donau-Phase in Verbindung stehen. Die oberen drei Lösse, deren Aufeinanderfolge ohne Fehlen eines kaltzeitlichen Zwischenkomplexes wohl als sicher angesehen werden darf, könnten den drei jüngeren unmittelbar aneinanderschließenden Schotterzyklen im Rhone-Aare- und Illergebiet entsprechen. Das hieße aber, daß der „Älteste Löß" (I) unserer Phase N, der „Ältere Löß" (II) unserer Phase R und der „Jüngste Löß" (III) dem Würm in den Moränen und glazigenen Schottern gleichgesetzt werden müßte.

Ähnlich kurz können wir uns bei der allgemeinen Besprechung der Höhlensedimente fassen. Vorausgeschickt werden muß allerdings, daß bei der Bildung von Höhlensedimenten gewisse Gesetzmäßigkeiten inzwischen als gesichert gelten können. Die ersten Überlegungen H. FREISING's (1954) hierzu konnten durch weitere Geländebeobachtungen und Profilinterpretationen hypothetisch ausgedehnt werden (Hj. MÜLLER-BECK 1956) und wurden inzwischen durch die detaillierte Untersuchung eines Einzelprofils (K. BRUNNACKER 1956a) zuverlässig erfaßt. Es handelt sich im wesentlichen um Folgendes: Höhlensedimente sind wie alle Akkumulationsbildungen während der Warmphasen des Pleistozäns intensiven Verwitterungsvorgängen unterworfen. Unter Veränderung der primären Schuttbestandteile entstehen Schuttböden in einer Reihe von Variationen, die den jeweiligen Ausgangsmaterialien entsprechen. Mit Beginn einer Klimaverschlechterung und der mit ihr in Zusammenhang stehenden Denudation, Erosionsveränderung und Zunahme der Frostwirksamkeit geraten Hangschuttablagerungen — zu denen die Sedimente vor allem im Eingangsbereich von Höhlen zu rechnen sind — ganz allgemein in verstärkte Bewegung. Auf eine anfängliche Abtragung folgt mit allmählicher Verlangsamung der Bewegung in späteren Abschnitten der Kaltzeit eine Aufschüttung ursprünglich höher am Hang gelagerter Schuttmassen. Dem entspricht zunächst eine Ausräumung der Höhlen und eine anschließende Einlagerung höhlenfremder Verwitterungs- und Schuttmaterialien aus höher liegenden Hangteilen oder unter Umständen auch aus hangaufwärts befindlichen Höhlen. Ein völliges Aufhören dieser Verlagerungen dürfte wegen der fehlenden Festlegung durch Bewuchs überhaupt nicht anzunehmen sein. Diese Gesetzmäßigkeit gilt selbstverständlich nur für das jeweilige periglaziale Gebiet und variiert örtlich entsprechend den topographischen Verhältnissen in der Umgebung einer Höhle und auf Grund einer Anzahl weiterer Faktoren jeweils stark. Die weitgehende Festlegung des Schuttes während der eigentlichen Kaltzeit im engeren Sinne entspricht etwa der des Lösses, bleibt aber wie diese von den allgemeinen Geländeverhältnissen der Umgebung abhängig. Erst die Erosionserscheinungen im Ausgang einer Kaltzeit rufen eine neue Verstärkung der Hangschuttbewegungen hervor, deren Umfang aber durch

die beginnende Wiederbewaldung und das Nachlassen der Frostauswirkungen hinter dem der frühglazialen Verlagerungen erheblich zurückbleibt.

Es ist anzunehmen, daß derartige Schuttsedimentationsfolgen, wenn auch in verschiedener Feingliederung, in jeder pleistozänen Kaltphase zur Ausbildung gekommen sind. Trotzdem ist es aber vorläufig keineswegs möglich, alle bisher genannten Kaltzeiten in Höhlensedimenten zu erfassen. Offenbar erschwert die mehrfach wiederholte Ausräumung und anschließende Überlagerung die Beobachtung älterer erhaltener Schuttfolgen ganz erheblich. Immerhin scheinen Teile einer altpleistozänen Folge in verschiedenen Höhlensedimenten erhalten geblieben zu sein, von denen hier dasjenige von der Erpfingerhöhle (U. Lehmann 1953) als Neubearbeitung erwähnt werden soll. Es ist nicht ganz undenkbar, daß gerade dieses Sediment einer Verlagerungsperiode angehört, die mit der frühpleistozänen Donau-Kaltzeit zusammenfallen könnte. Die relativ häufige Erhaltung derartiger Sedimente innerhalb sehr alter pleistozäner Erosionssysteme, die sich von jüngeren stets scharf absetzen, wäre durch eine starke Veränderung des gesamten Entwässerungssystems in einer anschließenden ausgedehnten Warmzeit recht einleuchtend erklärbar. Endgültige Schlüsse in dieser Beziehung sind aber vorläufig noch verfrüht.

Höhlensedimente aus G, M und N sind bisher unbekannt. Wieweit derartige Schuttakkumulationen in G und M überhaupt auftraten, muß dahingestellt bleiben. Im älteren N dagegen sollte die Ausbildung eines Schuttzyklus erfolgt sein. Dies war wahrscheinlich auch der Fall, aber die hierher gehörigen Sedimente wurden durch die Auswirkungen der beiden unmittelbar anschließenden Kaltzeiten weitgehend zerstört oder doch so erheblich überdeckt, daß sie bisher noch nirgends angefahren worden sind. Auch R-zeitliche Höhlensedimente sind offenbar nur außerordentlich selten erfaßbar. Die bekannte Station von La Micoque enthält eine wahrscheinlich sehr vollständige hierher gehörige Schuttbildung mit reichen Artefakteinschlüssen, die etwa mit dem Frühglazial von R beginnt und nach Ausbildung einiger folgender Unterglieder durch die Verwitterung des letzten Interglazials nach oben abgeschlossen wird (Abb. 1). Darüber folgt noch einmal ein gering-mächtiger Kaltschutt aus dem Beginn des Würm, dessen Ablagerung durch den noch im gleichen Frühglazial erfolgenden Einsturz des Höhlendaches zum Abschluß kommt. Die Erhaltung und leichte Zugänglichkeit dieses Sedimentes ist neben besonderen Abdämmungsverhältnissen am Hangfuß auf jenen Einsturz zurückzuführen.

In Süddeutschland kann bisher nur der untere Teil des Bocksteinschmiedenprofiles als Beispiel einer R-zeitlichen Hangschuttbildung betrachtet werden. Die Schutteinlagerung, der eine Ausräumung vorausgegangen sein dürfte, beginnt irgendwann im Frühglazial noch gleichzeitig mit einer altpaläolithischen Begehung Süddeutschlands. Über die Vollständigkeit und Untergliederung der folgenden Sedimentteile wird erst die Publikation der während der Grabung gemachten Einzelbeobachtungen Aufschluß geben. Der obere Teil der noch R-zeitlichen Folge darf mit ziemlicher Sicherheit ebenfalls in das zugehörige Spät- oder beginnende Postglazial gestellt werden. Die Geräte der Faustkeilschaberstufe dürften in dieser Phase, die etwa der klimatischen Umwelt des Mesolithikums im beginnenden Holozän entsprechen wird, zur Einbettung gelangt sein. In einer Zeit also, die als Beginn des Stuttgarter Interglazials anzusehen wäre.

Wahrscheinlich unvollständige R-zeitliche Höhlensedimente liegen außerdem auch im Vogelherd (G. Riek 1934) vor, die hier aber nicht noch einmal im Detail besprochen werden sollen (Hj. Müller-Beck 1955, 1956). Nach den Artefaktfunden können Teile der spätglazialen R-zeitlichen Sedimentbildungen erhalten geblieben sein (Abb. 1), während alle interglazialen Verwitterungsprodukte auch in den Höhleneingängen, wo sie sehr wahrscheinlich am mächtigsten entwickelt waren, abgebaut worden sind und durch regional begrenzte Einlagerungen höhlenfremder, verfrachteter Verwitterungslehme ersetzt wurden (H. Freising 1954).

Sehr viel häufiger dagegen sind Sedimentbildungen in Höhlen, die den Anfängen des Würm zuzuweisen sind. Nahezu alle altpaläolithischen Inventare Süddeutschlands, die in Höhlen gefunden wurden, stammen aus derartig zu datierenden Ablagerungen, deren häufige Erhaltung durch das Fehlen stärkerer folgender Hangschuttbewegungen erklärbar wird. Gelegentlich werden in den hierher zu stellenden Einbettungssedimenten, die im allgemeinen überwiegend höhlenfremder Herkunft sind, autochthone Schuttanteile sichtbar,wie dies offenbar in Mauern (Abb. 1) der Fall zu sein scheint (A. Bohmers 1951; G. Freund 1955). Die Tatsache der frühglazialen Schuttbewegungen sollte vor allem bei Anwendung der Korngrößenanalyse in Höhlensedimenten berücksichtigt werden. Offenbar wird relativ häufig eine durch Veränderung der Schuttbewegung hervorgerufene Verschiebung der Korngrößenverteilung als klimatisch unmittelbar bedingter Vorgang aufgefaßt. Die Zunahme des Feinkornanteiles zum Beispiel muß nicht immer ausschließlich als Beleg einer Erwärmung anzusehen sein, sondern es besteht ebenso gut die Möglichkeit, daß dadurch das Nachlassen einer vorher stärkeren Hangschuttbewegung zum Ausdruck kommt. Derartige Bewegungen, die grundsätzlich zwar auch klimatisch bedingt sind, besitzen aber zusätzlich eine derartige Abhängigkeit von kleinräumlichen Gegebenheiten, daß geringere klimatische Oszillationen nur außerordentlich schwer erkennbar sein dürften. So sind denn auch bisher eindeutig zwischen Kaltschutt stehende Interstadiale in Höhlensedimenten aus der letzten Kaltzeit nirgends zuverlässig nachgewiesen worden. Vielleicht deutet sich in der Schicht D (A. Bohmers 1951) von Mauern (G. Freund 1955; Hj. Müller-Beck 1956) und in der Schicht C (Hj. Müller-Beck 1956) der Kleinen Ofnet eine derartige Schwankung durch zunehmende Fließbewegungen an. Alle angeblichen Interstadiale dagegen, die unmittelbar an der Oberkante der stärker verlagerten Basissedimente scheinbar nachweisbar sind, müssen, nach den angeführten Gesichtspunkten, als eher unsicher betrachtet werden. Als Beispiel einer lang anhaltenden Sedimentbewegung im Beginn des Würm sei hier der Hohle Stein bei Schambach (K. Gumpert 1952, 1953; K. Brunnacker 1956a) erwähnt.

Ebenso abhängig von der Geländeform der Umgebung sind Schuttverlagerungen im Spät- und frühen Postglazial. Die Anfänge dieser Bewegungen liegen in einer Reihe von Höhlen offenbar noch vor dem Ende der Älteren Dryas und dauern bis über die Jüngere Dryas hinaus an, ja, reichen gelegentlich noch weit darüber hinauf. Im allgemeinen werden aber diese letzten Hangschuttbewegungen durch das Einsetzen der Wiederbewaldung und das Aufhören des dauernden Bodenfrostes bald zum Stillstand gebracht. Auffallend ist die Beschränkung der spät- bis postglazialen Hangschuttverlagerungen auf den unteren Teil der Hänge, die sehr viel häufiger durch Erosionen als durch Akkumulationen zum Ausdruck zu kommen scheinen. Höher oder in hängenden Tälern gelegene Höhlen zeigen nur gelegentlich eine geringe Beeinflussung. Nicht ohne Grund stammen die altpaläolithischen Funde aller periglazial beeinflußter Gebiete vor allem aus derartigen Höhlen.

Zum Abschluß wollen wir noch einen Blick auf die paläontologischen Verhältnisse während des Pleistozäns in Süddeutschland werfen, wie sie vor allem durch neuere Arbeiten zum Ausdruck kommen (K. D. Adam 1952, 1953, 1954; F. Heller 1955; S. Kuss 1955; U. Lehmann 1953, 1954). Die älteste pleistozäne Fauna wird durch die Funde von Erpfingen repräsentiert (U. Lehmann 1953). Ihre exakte stratigraphische Stellung ist vorläufig nicht gesichert. Es könnte aber sein, daß gewisse Beziehungen zur Donau-Kaltzeit bestehen. Am Ende einer offenbar längeren altpleistozänen Warmphase stehen die noch mit Flußpferd verbundenen Tierreste von Mauer (S. Kuss 1955), die etwa Jockgrimm 2 im für das Flußpferd ökologisch günstigeren Gebiet entsprechen (K. D. Adam 1953; S. Kuss 1955). Darüber folgen kältere Faunen, deren zeitliche Dauer bisher nicht recht abzuschätzen ist, d. h. es ist nicht klar, ob sie eine ganze Kaltphase durchgängig belegen, oder aber nur deren Anfang und Ende. Hierher gehören die Faunen

aus den mittleren und oberen Schichten von Mosbach (K. D. ADAM 1952, 1953) sowie den Älteren Mammut-Schottern von Steinheim (K. D. ADAM 1954). Eine eindeutige interglaziale Warmzeit, die wir zwischen unsere N- und R-Phase stellen müssen, liegt in der Tiergesellschaft der Waldelefanten-Schotter von Steinheim vor (K. D. ADAM 1954). Im Zusammenhang mit der R-Kaltzeit, offenbar wieder ohne ihren gesamten Zeitraum zu belegen, kommt eine weitere Kaltfauna vor, wie sie etwa in den Haupt-Mammut-Schottern von Steinheim (K. D. ADAM 1954) in Erscheinung tritt. Ein weiteres, an R anschließendes Interglazial wird durch die faunistischen Funde von Stuttgart-Cannstatt (K. D. ADAM 1953b) und Stuttgart-Untertürkheim (F. BERCKHEMER 1935) gesichert. Der Übergang zur letzten Kaltphase, dem Würm, wird dank der verbesserten Erhaltungsbedingungen vielfältig erfaßbar, ebenso wie diese Kaltzeit selbst, die offenbar ziemlich durchgängig mit faunistischen Resten belegbar ist. Als Beispiel für ein an Tierfunden reiches würmzeitliches Sediment in Süddeutschland sei hier das von F. HELLER (1955) bearbeitete Material von Mauern angeführt. Eindeutige faunistische Belege für eine ausgeprägtere klimatische Schwankung innerhalb des süddeutschen Würm treten bisher an keinem einzigen Fundplatz auf. Das bedeutet aber, daß die innerhalb des Würm liegende Hauptschwankung, die in den Lössen in Erscheinung tritt, in Süddeutschland kaum mit einer stärkeren Klimaumkehr in Zusammenhang gebracht werden muß.

Eine Zusammenfassung aller bisher angeführten Einzelfaktoren — aus denen die Paläobotanik und Mikropaläontologie wegen des geringen Umfanges der hierzu aus Süddeutschland vorliegenden Arbeiten vorläufig ausgeschlossen bleiben muß — ergibt als Anhaltspunkte für die süddeutsche pleistozäne Stratigraphie Folgendes: Als erste stärkere Klimaverschlechterung dürfte im Früh-Pleistozän die Donau-Kaltzeit anzusehen sein. Ihr gehören die ältesten pleistozänen Schotterablagerungen in den nordwestlichen Alpen und der älteste Rhonetallöß an, sowie offenbar auch die frühesten pleistozänen Höhlenablagerungen. Wenn auch die donauzeitlichen Schotter relativ viel inneralpines Geröllmaterial mitführen, so ist dies doch nicht unbedingt ein eindeutiges Zeichen für eine besonders starke Intensität der zugehörigen Klimaverschlechterung. Handelt es sich doch sehr wahrscheinlich um den ersten Eistransport nach der Alpenauffaltung überhaupt, der sicher stark exponierten zentralalpinen Schutt erfassen konnte und zudem keine tiefe Zertalung des Vorlandes überwinden mußte. Die beiden Deckenschotterkomplexe setzen sich zwar von der älteren Donau-Kaltzeit deutlich ab, doch sowohl ihr klimatischer Charakter, wie auch ihre stratigraphische Stellung sind vorderhand noch unklar. Es scheint deshalb am besten, die möglicherweise zugehörigen Oszillationen G und M mit den zwischen Donau und unserer Kaltphase N stehenden Warmzeitabschnitten vorläufig zu einer größeren Einheit zusammenzufassen. Am Ende dieser Einheit, die wohl besser überhaupt als größere, durch kleinere Kälteoszillationen leicht unterteilte altpleistozäne Warmphase aufgefaßt werden kann, erscheint die Fundstelle von Mauer und der damit bisher älteste Beleg der Anwesenheit des Menschen in Süddeutschland. Offen bleiben muß allerdings, wie weit die dort auftretenden Geröllgeräte zeitlich nach rückwärts reichen. Es wäre bei den offenbar zuvor herrschenden Klimabedingungen keineswegs allzu überraschend, wenn sich ein erhebliches Alter derartiger oder ähnlicher Inventare ergeben würde.

Die Kaltphase N ist durch Lösse, Schotter und vielleicht auch Moränebildungen belegt. Funde, die auf eine paläolithische Begehung Süddeutschlands in dieser Zeit schließen lassen, besitzen wir vorläufig nicht. Nach den allerdings keineswegs sicher datierten Funden Nordfrankreichs (H. BREUIL & H. KELLEY 1954) müßte etwa mit dem Beginn der Faustkeilentwicklung im Anfang von N gerechnet werden. Aus dem folgenden Steinheimer Interglazial sind bisher keine süddeutschen Artefaktfunde bekannt, dagegen liegt im Menschen von Steinheim wenigstens der Träger einer damals sicher bestehenden, aber in ihrem Charakter noch unbekannten Kultur vor. Aus dem Beginn des

offenbar mindestens dreifach gegliederten, sowie durch Schotter, Moränen und Lösse belegten R kennen wir die ersten einfachen Abschlaginventare. In einer Schwankung größeren, interstadialen Ausmaßes gegen das Ende dieser Kaltzeit erscheint eine weitere Abschlagkultur mit ganz schwachen Faustkeilanklängen. Im spätesten Abschnitt der R-Kaltzeit, oder vielleicht schon im Anfang des anschließenden Postglazials, tritt eine von ähnlichen westlichen Komplexen deutlich abgesetzte Faustkeilschabergruppe auf, die erstmals gewisse eigenständige Züge im süddeutschen Paläolithikum erkennen läßt. Das letzte Interglazial steht mit den mousteroiden, leichte Blattspitzentendenz besitzenden Artefaktfunden in Zusammenhang. Über das wahrscheinlich schon relativ bunte kulturelle Bild dieser letzten Warmzeit fehlt uns wegen des Ausfalles weiterer Funde jede Urteilsmöglichkeit.

Mit dem Beginn des Würm steigt die Zahl der paläolithischen Inventare sprunghaft an, und neben einer Reihe unterschiedlicher Kulturgruppen werden eine ganze Anzahl von Bewegungskomponenten erkennbar. Auffallend ist die stark zunehmende Blattspitzenentfaltung, deren Spuren östlich des Rheins bis zum Ende des Paläolithikums nie mehr völlig verloren gehen. Die Frage der Ablösung des Alt- durch das Jungpaläolithikum muß in Süddeutschland vorläufig noch offen bleiben. Stratigraphisch gesicherte Anhaltspunkte dazu sind noch nicht bekannt. Allerdings ist der zur Verfügung stehende Zeitraum immerhin auf den zweiten Abschnitt des Unteren Würm unter Einschluß der folgenden Hauptschwankung zu beschränken. Der absolute Klimacharakter der Hauptschwankung selbst, die im Löß und vielleicht auch in Höhlensedimenten erkennbar wird, ist vorläufig nicht völlig zu sichern. Alle Anzeichen in Süddeutschland sprechen aber dafür, daß die Hauptschwankung nur mit einer relativ geringfügigen Klimaverbesserung von nicht sehr erheblicher Dauer zu verbinden sein kann. Die Gefahr einer Verwechslung mit dem letzten Interglazial erscheint ebenso wie in Frankreich völlig ausgeschlossen. Auch die bisher aus Osteuropa vorliegenden Zeugnisse sprechen nicht für eine besondere Intensität der Hauptschwankung in Würm. Das gilt auch für die in Istállóskő erfaßte Schwankung, deren Gleichzeitigkeit mit der Hauptschwankung hier allerdings nicht entschieden werden soll (L. Vértes 1955). Die faunistischen Veränderungen sind geringfügig und übersteigen wohl kaum das, was in Süddeutschland in dieser Beziehung zu erwarten sein dürfte. Ähnlich verhält es sich mit dem Wechsel der Bewaldung, die, vor allem wenn man die noch keineswegs extremen Kältewerte im Unteren Würm im Auge behält, kaum allzu gravierend sein dürfte. Auf die mit „subtropischen" Klimawerten verbundene Berechnung der absoluten Dauer der Schwankung einzugehen, dürfte sich erübrigen. Die Gliederung des Oberen Würm ist ebenfalls noch weitgehend offen. Daß weitere allgemeine klimatische Schwankungen zu erwarten sind, darf als bewiesen angesehen werden. Erst mit Einsetzen der großen durchgängigen, etwa mit Bölling oder dem Ende der Älteren Dryas beginnenden Pollenspektren haben wir erstmals gesicherten Boden unter den Füßen. Allerdings bedeutet das nicht, daß alle spätglazialen quartärgeologischen Erscheinungen deshalb schon mit der Vegetationsentwicklung zuverlässig in Verbindung zu setzen sind. Der absolute Rahmen aber ist mit Alleröd, Jüngerer Dryas und echtem Postglazial (H. Gross 1955) wenigstens gegeben und wird durch C^{14}-Datierungen noch zusätzlich verstärkt (K. O. Münnich 1956).

Wenn auch vorläufig eine ganze Anzahl der angeführten Parallelisierungen der weiteren Überprüfung bedarf, so ergibt sich doch mit Hilfe der zeitlich klar getrennten paläolithischen Inventare wenigstens ein grobes Gerüst für die pleistozäne Stratigraphie in Süddeutschland (Abb. 5). Die erste pleistozäne Kaltzeit (Donau) hat in Süddeutschland bisher keine menschlichen Spuren geliefert, könnte aber möglicherweise mit Geröllkulturen in Zusammenhang stehen. Ein Geröllinventar erscheint eindeutig am Ende einer bisher in sich nicht zu gliedernden, wahrscheinlich aber lang dauernden altpleistozänen Warmphase. Westlich unseres Raumes mag etwa gleichzeitig die Faustkeilent-

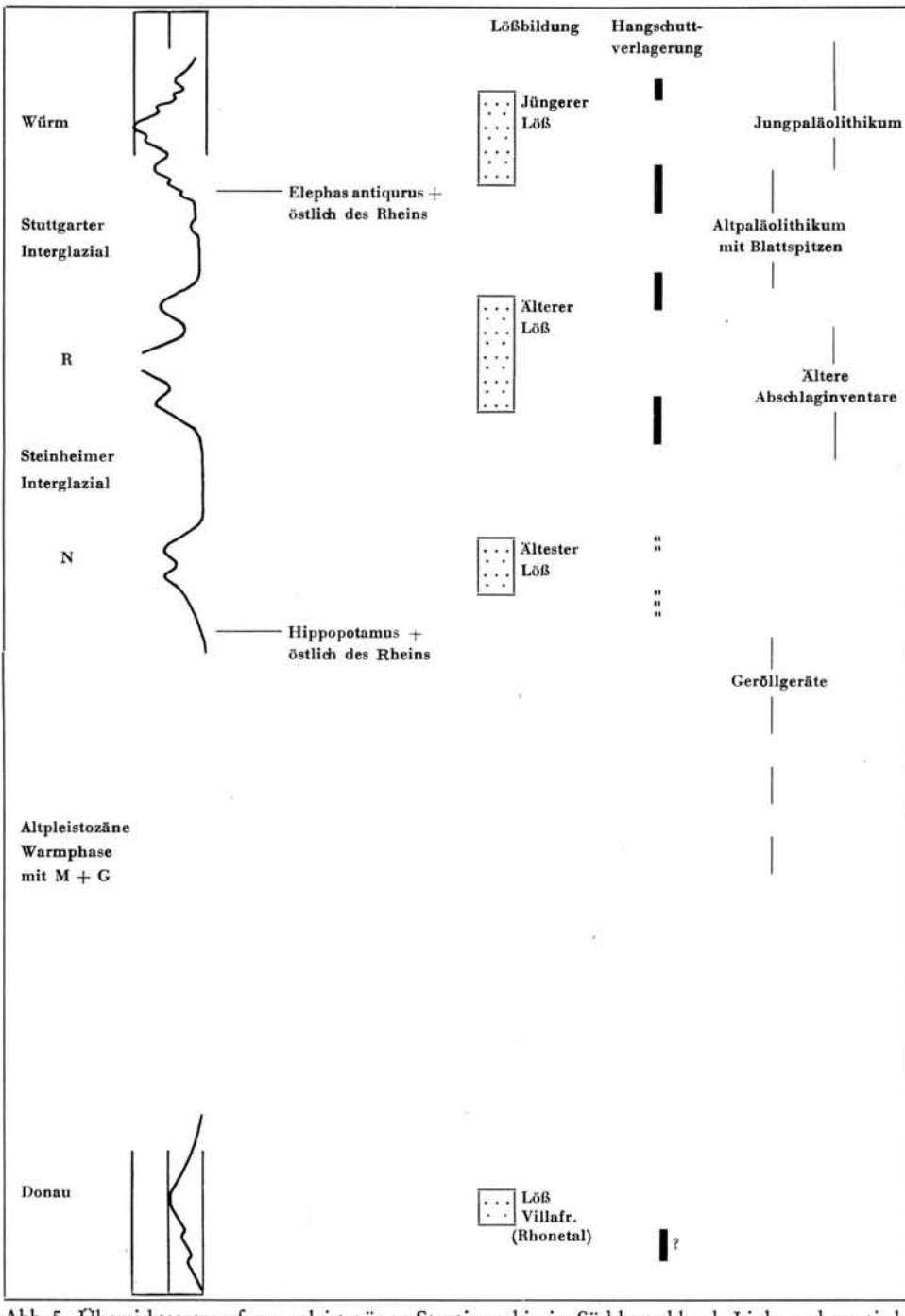


Abb. 5. Übersichtsentwurf zur pleistozänen Stratigraphie in Süddeutschland. Links: schematische Klimakurve - Absinken der Durchschnittstemperatur = Ausschlag nach links. Verhältnis annähernd maßstäblich: 1. Linie = hocharktisch, 2. Linie = subarktisch, 3. Linie = gemäßigt-mild. Vertikal ohne einheitlichen Zeitmaßstab, Beginn von N aber kaum vor 250 000 v. Chr.

wicklung ihren Anfang genommen haben. Artefakte aus der folgenden Kaltzeit (N) fehlen wahrscheinlich grundsätzlich. In klimagünstigeren weiten Teilen der Alten Welt dürfte während dieser Zeit die endgültige Ablösung der frühpaläolithischen Geröllkulturen durch die ersten als altpaläolithisch zu bezeichnenden Gruppen erfolgen. Ebenso fehlen paläolithische Funde aus dem Steinheimer Interglazial. Eine Begehung Süddeutschlands wird aber wenigstens durch den Schädel von Steinheim belegt. Einfache altpaläolithische Inventare in altertümlicher Schlagtechnik erscheinen im Beginn und in einer größeren interstadialen Schwankung einer anschließenden Kaltzeit (R). Typologisch teilweise ähnliche, aber erheblich reichere Inventare aus dem klimagünstigeren Westeuropa besitzen eine gleichartige stratigraphische Stellung. Den Ausgang desselben Kaltzeit-Komplexes, beziehungsweise den Beginn des folgenden Interglazials (Stuttgart) kennzeichnen altpaläolithische Faustkeilschaberindustrien. Die ersten Blattspitzentendenzen tauchen in einem späteren Abschnitt des gleichen Interglazials auf. Außerordentlich vielgestaltig hingegen wird das späte Altpaläolithikum im Beginn der letzten Kaltzeit (Würm): neben Blattspitzen führenden Inventaren treten besonders kratzerreiche altpaläolithische Gruppen in den Vordergrund. Wenn auch die Diskordanz zwischen Alt- und Jungpaläolithikum in Süddeutschland vorläufig stratigraphisch nicht sicher erfaßbar ist, so sind doch die beiden durch die Hauptschwankung getrennten Würmabschnitte artefakttypologisch voneinander absetzbar. Das Untere Würm führt neben belegtem Altpaläolithikum möglicherweise bereits die ersten süddeutschen jungpaläolithischen Funde, während im Oberen Würm, ebenso wie in Westeuropa, das Altpaläolithikum völlig verschwunden ist und nur noch rein jungpaläolithische Inventare in Erscheinung treten. Das Spät- und Postglazial endlich wird von entwickelten jungpaläolithischen Gruppen und den anschließenden mesolithischen Spätstufen beherrscht.

Literaturverzeichnis

Adam, K. D.: Die altpleistocänen Säugetierfaunen Südwestdeutschlands. - Neues Jb. Geol. Paläontol., Mh. 1952, S. 229-236. - - Die Bedeutung der altpleistozänen Säugetier-Faunen Südwestdeutschlands für die Gliederung des Eiszeitalters. - Geol. Bavar. **19**, S. 357-363, 1953 (1953 a). - - Faunenzusammenstellung. - Hektographiertes Kongreßmaterial. - 5. Hauptversammlung Deuqua, Stuttgart 1953 (1953 b). - - Die zeitliche Stellung der Urmenschen-Fundschicht von Steinheim an der Murr innerhalb des Pleistozäns. - Eiszeitalter und Gegenwart **4/5**, S. 18-21, 1954.

Andree, J.: Der eiszeitliche Mensch in Deutschland und seine Kulturen. - Stuttgart 1939.

Bandi, H.-G.: Die Brügglihöhle an der Kohlholzhalde bei Nenzlingen (Kt. Bern), eine neue Fundstelle des Spätmagdalénien im unteren Birstal. - Jb. Bern. Hist. Mus. **32/33**, S. 45-76, 1954.

Beck, P.: in: H. Graul: Tagung zum Studium schweizerischer Quartärfragen. - Eiszeitalter und Gegenwart **4/5**, S. 233-235, 1954.

Becksmann, E.: Entstehung und Entwicklung der Mauerer Neckarschlinge. - Mitteilungsbl. Bad. Geol. LA 1949, 4 S., 1950.

Becksmann, E. & Richter, W.: Die ehemalige Neckarschlinge am Ohrsberg bei Eberbach in der oberpliozänen Entwicklung des südlichen Odenwaldes. - Sitzungsber. Heidelberg. Akad. Wiss., Math.-naturw. Kl., 6 Abh., 1939.

Berckhemer, F.: Ein Menschen-Schädel aus den diluvialen Schottern von Steinheim a. d. Murr. - Anthropol. Anz. **10**, S. 318-321, 1933. - - Belege für den diluvialen Menschen in der Untertürkheimer Gegend. - Untertürkheimer Heimatbuch, S. 105-106, 1935 (1935 a). - - Der Sauerwasserkalk von Untertürkheim und seine Fossileinschlüsse. - Ebendort, S. 11-24 (1935b).

Bohmers, A.: Die Höhlen von Mauern. Teil I. - Palaeohistoria **1**, Groningen 1951.

Bordes, F.: Les limons quaternaires du Bassin de la Seine. - Arch. Inst. Paléont. Humaine, Mém. 26, Paris 1954.

Bordes, F. & Müller-Beck, Hj.: Zur Chronologie der Lößsedimente in Nordfrankreich und Süddeutschland. - Germania **34**, S. 199-208, 1956.

Bourdier, F.: Pliocène et Quaternaire dans le bassin du Rhône. - Geol. Bavar. **19**, S. 114-132, 1953.

Breuil, H.: Les Subdivisions du Paléolithique supérieur et leur signification. - Congr. int. d' Anthropol. et Arch. Préhist., C.R. XIVe. sess. Bd. 1, S. 165-238, Genève 1912. - - Les industries à éclats du Paléolithique ancien, I, Le Clactonien. - Préhistoire 1, S. 125-190, 1932 (1932a). - - Le Paléolithique ancien en Europe occidentale et sa chronologie. - Bull. Soc. préhist. franç. 33, S. 616-618, 1932 (1932b).

Breuil, H. & Kelley, H.: Le Paléolithique ancien. - Bull. Soc. préhist. franç. 51, S. 1-26, 1954.

Brunnacker, K.: Der würmzeitliche Löß in Bayern. - Geol. Bavar. 19, S. 258-265, 1953. - - Die Höhlensedimente im Hohlen Stein bei Schambach. - Geol. Bl. NO-Bayern 6, S. 21-32, 1956 (1956a). - - Regionale Bodendifferenzierung während der Würmeiszeit. - Eiszeitalter und Gegenwart 7, S. 43-48, 1956 (1956b).

Eberl, B.: Die Eiszeitenfolge im nördlichen Alpenvorlande. - Augsburg 1930.

Fink, J.: Zur Korrelation der Terrassen und Lösse in Österreich. - Eiszeitalter und Gegenwart 7, S. 49-77, 1956.

Fraas, O.: Die Ausgrabungen zu Schussenried. - Staatsanzeiger für Württemberg 249/250, 1866.

Freising, H.: Lösse, Fließerden und Wanderschutt im nördlichen Württemberg. - Diss. TH Stuttgart, 1949. - - Neue Ergebnisse der Lößforschung im nördlichen Württemberg. - Jh. geol. Abt. württembg. Stat. LA 1, S. 54-59, 1952. - - Exkursionen anläßlich der Tagung der Deuqua in Stuttgart. - Wegbeschreibung und Profilskizzen (hektographiert) 1953 (zit. n. J. Fink 1956). - - Steingeräte der mittleren Altsteinzeit aus Kleinheppach (Landkreis Waiblingen). - Eiszeitalter und Gegenwart 4/5, S. 87-97, 1954.

Freund, G.: Die Blattspitzen des Paläolithikums in Europa. - Bonn 1952. - - Die sedimentanalytischen Untersuchungen. In: L. F. Zotz 1955 (Mauern), S. 152-219.

Gams, H.: Die relative und absolute Chronologie des Quartärs. - Geol. Bavar. 19, S. 364-369, 1953.

Gerber, E.: Über Höhen-Schotter zwischen Emmetal und Aaretal. - Eclog. geol. Helv. 34, S. 1-16, 1941. - - Erläuterungen zu Blatt 22 des Geologischen Atlasses der Schweiz 1 : 25 000. - Bern 1950.

Grahmann, R.: The Lower Palaeolithic site of Markkleeberg and other comparable localities near Leipzig. - Transact. Amer. Philosoph. Soc. N. S. 45, S. 509-687, 1955.

Graul, H.: Zur Gliederung des Altdiluviums zwischen Wertach/Lech und Flossach/Mindel. - Jb. naturforsch. Ges. Augsburg 2, S. 3-31, 1949. - - Tagung zum Studium schweizerischer Quartärfragen. - Eiszeitalter und Gegenwart 4/5, S. 233-235, 1954. - - Bemerkungen zu einer geologischen Übersichtskarte des Iller-Riß-Gebietes. - Z. deutsch.geol.Ges. 105, (1953), S. 517-524, 1955.

Graul, H. & Schaefer, I.: Zur Gliederung der Würmeiszeit im Illergebiet. - Geol. Bavar. 18, München 1953.

Gross, H.: Weitere Beiträge zur Kenntnis des Spätglazials. - Eiszeitalter und Gegenwart 6, S. 110-115, 1955.

Gumpert, K.: Höhlengrabungen im Schambachtal. - Fränkische Landeszeitung 24. 11. 1952, Ansbach 1952. - - Neue erfolgreiche Grabung im „Hohlen Stein" bei Schambach. - Heimgarten 44, Beilage der „Eichstätter Volkszeitung" 1953.

Heller, F.: Die Fauna. In: L. F. Zotz 1955 (Mauern), S. 220-307.

Howell, F. C.: The age of the Australopithecines of Southern Africa. - Amer. Journ. physic. Anthropol. 13, S. 635-662, 1955.

Koken, E.: Die Geologie und Tierwelt der paläolithischen Kulturstätten Deutschlands. In: R. R. Schmidt 1912, S. 159-226.

Kraft, G.: Murg (Amt Säckingen), eine neue altpaläolithische Station. - Bad. Fundberichte 3, S. 316-321, 1936.

Kuss, S.: Die altpleistozänen Flußpferde des Oberrheingebietes. - Diss. Univ. Heidelberg 1955.

Leakey, L. S. B.: Adam's Ancestors, 4. Aufl. - London 1953.

Lehmann, U.: Eine Villafranchiano Fauna von der Erpfingerhöhle. - Neues Jb. Geol. Paläontol. Mineral. M.h. 1953, S. 437-464. - - Die Fauna des „Vogelherdes" bei Stetten ob Lontal. - Neues Jb. Geol. Paläontol. Abh. 99, S. 33-146, 1954.

Müller-Beck, Hj.: Zur Datierung paläolithischer Kulturspuren im alpinen Bereich der Schweiz. - Jb. schweiz. Ges. Urgesch. 44, S. 161-180, 1954/55. - - Das Obere Altpaläolithikum in Süddeutschland. I. - Diss. Univ. Tübingen 1955, Hamburg 1956.

Münnich, K. O.: C^{14}-Altersbestimmungen aus dem Zweiten Physikalischen Institut der Universität Heidelberg. - Liste 1 (hektographiert), Heidelberg 1956.

Narr, K. J.: Das Rheinische Jungpaläolithikum. Zugleich ein Beitrag zur Chronologie der späten Altsteinzeit Mittel- und Westeuropas. - Bonn 1955.

Obermaier, H.: Der Mensch der Vorzeit. - Berlin 1912.

Obermaier, H. & Wernert, P.: Paläolithbeiträge aus Nordbayern. - Mitt. anthrop. Ges. Wien 44, S. 44-62, 1914. - - Alt-Paläolithikum mit Blattypen. - Mitt. anthrop. Ges. Wien 59, S. 293-310, 1929.

PENCK, A. & BRÜCKNER, E.: Die Alpen im Eiszeitalter. - Leipzig 1901/09.
PEYRONY, D.: Le Périgordien et l'Aurignacien. - Bull. Soc. préhist. franç. **33**, S. 616-619, 1936. - - Le Périgordien, l'Aurignacien et le Solutréen en Eurasie d'après les dernières fouilles. - Ebendort **45**, S. 305-328, 1948.
RIEK, G.: Die Eiszeitjägerstation am Vogelherd, Bd. 1. - Tübingen 1934. - - Kulturbilder aus der Altsteinzeit Württembergs. - Tübingen 1935. - - Ein Beitrag zur Kenntnis des süddeutschen Solutréen. - Germania **22**, S. 147-150, 1938.
RIET LOWE, C. VAN: The development of the Hand-Axe Culture in South Africa. - Proceedings of the Pan-African Congress on Prehistory 1947, S. 167-177.
ROLLER, O.: Ein Beitrag zur Kenntnis des Magdalénien in Südwestdeutschland. - Festschrift für Peter Goessler, S. 142-149, Stuttgart 1953.
RUST, A.: Die Höhlenfunde von Jabrud (Syrien). - Neumünster 1950. - - Artefakte aus der Zeit des Homo heidelbergensis in Süd- und Norddeutschland. - Bonn 1956 (1956a). - - Über neue Artefaktfunde aus der Heidelberger Stufe. - Eiszeitalter und Gegenwart **7**, S. 179-192, 1956 (1956b).
SCHAEFER, I.: Die donaueiszeitlichen Ablagerungen an Lech und Wertach. - Geol. Bavar. **19**, S. 13-64, 1953.
SCHMID, E.: Über den untersten Teil des Lößprofiles von Murg. - Mittbl. Bad. Geol. LA 1950, S. 95-97, 1951.
SCHMIDT, R. R.: Die diluviale Vorzeit Deutschlands. - Stuttgart 1912.
SCHOETENSACK, O.: Der Unterkiefer des Homo Heidelbergensis - Leipzig 1908.
SOERGEL, W.: Die geologische Entwicklung der Neckarschlinge von Mauer. Ein Exkursionsbericht. - Paläontol. Ztschr. **15**, S. 322-341, 1933.
STEHLIN, H. G.: Revision der Säugetierfunde aus Hochterrasse und aus Ablagerungen der größten Vergletscherung. - Eclog. geol. Helv. **17**, S. 364-377, 1922.
TODE, A.: Die Untersuchung der paläolithischen Freilandstation von Salzgitter-Lebenstedt. 8. Archäologische Erkenntnisse. - Eiszeitalter und Gegenwart **3**, S. 192-215, 1953.
VÉRTES, L.: Die Höhle von Istállóskő. - Act. Archaeol. Acad. Scient. Hungaricae **5**, S. 111-291, 1955.
VIRET, J.: La faune de mammifères du loess durci de Saint-Vallier (Drôme) et ses conséquences stratigraphiques. - C. R. Séanc. Acad. Scienc. Paris **227**, S. 684-686, 1948.
WEIDENBACH, F.: Gedanken zur Lößfrage. - Eiszeitalter und Gegenwart **2**, S. 25-36, 1952.
WETZEL, R.: Die Lonetalarbeit als Gemeinschaftsforschung. - Jber. wiss. Akad. Tübingen NSD-Dozentenbd. **1**, S. 79-93, 1940. - - Quartärforschung im Lonetal. - Eiszeitalter und Gegenwart **4/5**, S. 106-141, 1954.
WIEGERS, F.: Diluviale Vorgeschichte des Menschen. Bd. 1. - Stuttgart 1928.
ZINK, F.: Zur diluvialen Geschichte des Hochrheins und zur Altersstellung der paläolithischen Station „Murg". - Mitt. Reichsst. Bodenforschung, Zweigstelle Freiburg/Br. **1**, 1940.
ZOTZ, L. F.: Altsteinzeitkunde Mitteleuropas. - Stuttgart 1951. - - Das Paläolithikum in den Weinberghöhlen bei Mauern. - Bonn 1955.

Manuskr. eingeg. 25. 1. 1957.

Anschrift des Verf.: Dr. Hansjürgen Müller-Beck, Bern (Schweiz), Schönauweg 12

Die Fortschritte der Radiokarbon-Methode 1952–1956

Von Hugo Gross, Bamberg

Mit 3 Abbildungen

Zusammenfassung. 1946 wies W. F. Libby darauf hin, daß die durch die Höhenstrahlung gebildeten Neutronen Stickstoff-Atome der Atmosphäre in radioaktiven Kohlenstoff mit dem gleichen Atomgewicht, also in C^{14}, verwandeln müssen. 1947 gelang es W. F. Libby mit seinen Mitarbeitern, in der Natur C^{14} experimentell nachzuweisen; in den folgenden Jahren entwickelten sie die C^{14}-Datierungsmethode und gaben 1950 die ersten C^{14}-Daten bekannt. Die folgenden 6 Jahre haben mit verbesserten Verfahren in vielen Laboratorien den Beweis erbracht, daß die Radiokarbon-Methode vor allem für die spätquartäre Geologie, Paläontologie, Paläoklimatologie und Vor- und Frühgeschichte von allergrößter Bedeutung ist. Voraussetzung ist, daß einwandfreie Proben, die möglichst von einem Quartärgeologen bzw. Prähistoriker mit genauer Kenntnis der zu beachtenden Kautelen zu entnehmen sind, für die C^{14}-Datierung beschafft werden. Mit einer Reichweite von 40 000 bis 50 000 Jahren ermöglicht es diese Methode, die Chronologie der Letzten Eiszeit und damit auch die Geschichte der ältesten (jungpaläolithischen) Kulturentwicklung des *Homo sapiens* auf eine sichere Grundlage zu stellen. Die C^{14}-Chronologie der Letzten Eiszeit weicht von der auf der Sonnenstrahlungskurve basierenden so sehr ab, daß letztere aufgegeben werden muß. Die C^{14}-Methode hat aber die Richtigkeit der Warwengeochronologie (was die Größenordnung betrifft) zunächst für die letzten 11 000 Jahre bestätigt.

Summary. In 1946, W. F. Libby published the conception of the neutrons released by the cosmic radiation being bound to transform the atmospheric nitrogen atoms into radioactive carbon of the same atomic weight, i. e. C^{14}. In 1947, W. F. Libby and his coworkers succeeded in proving the existence of natural radiocarbon (C^{14}) by experiment; during the next years, they developed the radiocarbon dating method and published the first C^{14} dates in 1950. Improved techniques devised in many laboratories during the following six years have proved the radiocarbon method to be of eminent importance for the late-quaternary geology, for paleontology, and prehistoric archaeology. A presupposition must be stressed: unobjectionable samples for radiocarbon dating have to be collected, if possible, by a quaternary geologist or prehistorian, respectively, thoroughly aware of the precautions involved. The range being extended to 40 000 — 50 000 years, this method enables the expert to establish the chronology of the Last Glaciation and, therefore, of the most ancient (upper palaeolithic) cultural development of *Homo sapiens* on a solid base. The chronology of the Last Glaciation established by radiocarbon differs so widely from the chronology based on the solar radiation curve that the latter has to be abandoned; but the C^{14} method has verified the reliability of the geochronology (as for the range) established by the measurement of varves, as yet for the last 11 000 years.

Résumé. En 1946, le Dr W. F. Libby émit la théorie que les neutrons produits par la collision des rayons cosmiques et des éléments de l'atmophère doivent transformer des atomes de l'azote de masse 14 en carbone radioactif de la même masse, c'est à dire en C^{14}. En 1947, le Dr Libby et ses associés ont réussi à démontrer l'existence du radiocarbone naturel par expériment; durant les années suivantes ils ont développé la méthode de datation par le C^{14} et publièrent leurs premières dates en 1950. Des techniques perfectionnées qui étaient inventées et appliquées dans un grand nombre de laboratoires pendant les six années suivantes, ont prouvé l'importance extraordinaire de la méthode radiocarbone pour la géologie du pleistocène avancé, pour la paléontologie et pour l'archéologie préhistorique. Mais une condition doit être respectée scrupuleusement: il faut que les échantillons, pour être sans fautes, soient pris par un expert en géologie quaternaire ou par un préhistorien conscients des précautions impliquées de point en point. Sa portée maximum étant dilatée jusqu'à 40 000 — 50 000 années, cette méthode met l'expert en état d'établir la chronologie de la dernière époque glaciale et, par conséquent, aussi du développement culturel le plus ancien (c'est à dire du Paléolithique supérieur) de *Homo sapiens* sur une base solide. La chronologie de la dernière période glaciale établie à l'aide du C^{14} dévie tant de la chronologie basée sur la courbe de radiation solaire que celle-ci doit être abandonnée; mais la méthode radiocarbone a vérifié la certitude de la géochronologie (quant à l'ordre d'étendue), obtenue par la mesure de varves, du moins pour les derniers 11 000 ans.

Inhaltsverzeichnis:

Einleitung 142
A. Fortschritte der Methodik 144
I. Die Meßverfahren und ihre Reichweite 144
II. Prüfung der Methoden auf Zuverlässigkeit . . . 145
III. Erfahrungen bei der Auswahl der Proben . . . 147
IV. Organisation 149
B. Auswahl besonders wichtiger und interessanter C^{14}-Daten 150
I. Geologische und paläontologische C^{14}-Daten . . . 150
1. aus Europa 150
2. aus Asien 151
3. aus Afrika 151
4. aus Nordamerika 151
5. aus Australien 154
II. Prähistorische C^{14}-Daten 154
1. aus Europa 154
2. aus Asien 157
3. aus Afrika 159
4. aus Amerika 161
5. aus Australien und Ozeanien 163
III. Spätquartäre Terrassen und Niveauänderungen . . 164
1. in Europa 164
2. in Amerika 164
3. in Australien und Ozeanien 166
4. Tiefsee-Zirkulation 167
IV. C- und O-Isotopen-Chronologien der Letzten Eiszeit 167
1. C^{14}-Chronologie der Wisconsin-Eiszeit . . . 167
2. C^{14}-Chronologie der Würm-(Weichsel-)Eiszeit . 170
3. Kombinierte C^{14}- und O^{18}-Chronologie des Pleistozäns 172

Auf Wunsch des Herausgebers dieses Jahrbuchs setze ich im Folgenden meinen Bericht über die C^{14}-Datierung von 1952 (dieses Jahrb. **2**, S. 68—92) für die Zeit von 1952 bis 1956 fort, in der ganz wesentliche methodische Verbesserungen eingeführt worden sind. Durch sie wurde die Zuverlässigkeit der C^{14}-Datierung noch erhöht und die Reichweite der Methode von etwa 16 000 bis etwa 50 000 Jahre vergrößert. Von den vielen hundert in der Berichtszeit gemessenen C^{14}-Daten (das Buch von W. F. Libby 1955 allein enthält 375) sind hier solche ausgewählt, die für die Urgeschichte und Quartärgeologie (vor allem für die Kenntnis des Ablaufs der Letzten Eiszeit) besondere Bedeutung haben; es sind ferner C^{14}-Daten vorgeschichtlicher Kulturhinterlassenschaften aufgeführt, die mit archäologischen Methoden ebenso datiert waren und so die Brauchbarkeit der C^{14}-Methode für die Vorgeschichtsforschung beweisen.

Man hat inzwischen erkannt daß die Schwierigkeiten der C^{14}-Datierung noch größer sind, als man ursprünglich angenommen hatte; auf sie haben besonders Ch. B. Hunt (1955) und F. E. Zeuner (1955) hingewiesen. Die Schwierigkeiten liegen nicht nur in der Messung der äußerst schwachen spezifischen Radioaktivität organogener kohlenstoffhaltiger Proben (die Beseitigung des Einflusses der Höhenstrahlung und der natürlichen radioaktiven Verunreinigung der Zählrohrbaustoffe ist nicht leicht), sondern schon in der Beschaffung wirklich einwandfreier Proben. Sehr selten ist für eine solche ein

C^{14}-Datum gemessen worden, das auf Grund von Kontrollmessungen in anderen C^{14}-Laboratorien mit anderen Methoden oder auf Grund eines Vergleichs mit den C^{14}-Daten von Proben, die nach der Stratigraphie oder dem archäologischen Befund ganz ähnliche oder gleiche Zeitstellung haben müssen, als zweifellos falsch erkannt wurde, ohne daß man die Ursache finden konnte. Ein Beispiel ist die falsche Datierung des Eem-Torfs aus dem Nordostpolder (siehe B IV 2). Proben von 2 großen Holzblöcken unbekannten Alters, die unter der St. Walburg Kerk in Groningen gefunden waren, wurden im Laufe von 2 Jahren mit verschiedenen Methoden mit C^{14}datiert; man erhielt Altersbestimmungen von 820 ± 90 bis 1200 ± 150 Jahren, W. F. Libby in Chicago aber 2220 ± 200, 3133 ± 300, 2500 ± 270 und 2053 ± 345 Jahre; die Ursache für die stark abweichenden Daten aus Chicago ist noch nicht geklärt (Hl. de Vries & G. W. Barendsen 1954).

Die Altersangaben werden weiterhin mit einer C^{14}-Halbwertszeit von 5568 (± 30) Jahren errechnet aus dem Verhältnis des (durch die Bestimmung der spezifischen Radioaktivität der zu datierenden Probe) gemessenen C^{14}-Gehalts der Probe zu einem C^{14}-Standardgehalt rezenten organogenen Kohlenstoffs. W. F. Libby (1955) benutzt für die Bestimmung seines Standardwertes die spezifische Radioaktivität (cpm/g C oder dpm/g C = counts oder disintegrations per minute per gram C = Ausschläge oder Atomumwandlungen pro Minute und Gramm Kohlenstoff) von heutigem Holz = $15{,}3 \pm 0{,}1$ (für Molluskenschalen $16{,}1 \pm 0{,}5$); das Heidelberger C^{14}-Laboratorium verwendet einen C^{14}-Standard-Gehalt, der ungefähr dem C^{14}-Gehalt im 19. Jahrhundert lebender Pflanzen entspricht, bevor die Industrie durch die Verbrennung ungeheuerer Kohle- und Erdölmengen mit „totem" (d. h. nicht mehr radioaktivem) Kohlenstoff den C^{14}-Gehalt der Biosphäre meßbar verkleinern konnte (H. E. Suess 1955, K. O. Münnich 1957). H. E. Suess (1955) fand mit der Azetylen-Methode für rezentes Holz einen Standardwert von $14{,}7 \pm 0{,}4$ dpm/g C.

Für die Messung der äußerst schwachen Radioaktivität zur Ermittlung des C^{14}-Gehalts der zu datierenden Probe stellt man mit dem Zählrohr nicht die Zahl der Atomzerfälle in einer Minute je g C fest, sondern, um Meßfehler möglichst zu verkleinern, in 24, in den meisten C^{14}-Laboratorien in 48 Stunden. Die statistische Schwankung der Messung des C^{14}-Gehalts einer Probe (bedingt durch die Akausalität des radioaktiven Zerfalls) wird durch die Angabe des „mittleren Fehlers" (die mit $\pm$ dem C^{14}-Datum hinzugefügte Zahl, die nicht symmetrisch zu benutzen ist, sondern einen Genauigkeits-Index für die Messung darstellt) berücksichtigt, der also keine Fehlergrenze ist. Dieser in der Physik allgemein übliche „mittlere Fehler" ist für den Nicht-Physiker etwas mißverständlich. Herr Diplom-Physiker K. O. Münnich, Leiter des Heidelberger C^{14}-Laboratoriums, war so freundlich, mir darüber folgende Aufklärung zu geben:

> Es „läßt sich mathematisch a priori angeben, wie weit ab die statistisch gewonnenen Meßergebnisse vom richtigen Wert liegen werden. Die Verteilungskurve ist die sogen. Gauss-Kurve. Ihre Form ist immer dieselbe, sie wird jedoch immer schmaler, das Meßergebnis immer genauer und sicherer, je mehr Ereignisse man beobachtet (Gesetz der großen Zahl). Beispiel: Der C^{14}-Gehalt einer Probe sei gerade so groß, daß sich nach obiger Beziehung in genau 10 Stunden im Mittel gerade 10 000 Atome umwandeln. Wir zählen nun 10-stundenweise und wiederholen diese Messung ungezählte Male. Die Häufigkeit, mit der eine bestimmte Größe der Abweichung des Meßwertes vom richtigen Wert 10 000 auftrat, zeichnen wir als Kurve auf. Wir erhalten die Verteilungskurve, die man auch theoretisch im voraus berechnen kann. Letzten Endes sind dann 68% aller vorgekommenen Abweichungen kleiner als ± 100 (d. s. $\pm 1\%$), 95% sind kleiner als ± 200, und Abweichungen größer als ± 300 sind schon äußerst unwahrscheinlich (nur 0,3%). Da die Form der Verteilungskurve immer dieselbe ist, genügt es, ihre Breite anzugeben. Hätten wir statt je 10 Stunden je 20 Stunden gezählt, so wäre sie um den Faktor $\sqrt{2} = 1{,}4$ schmaler, bei je 40 Stunden halb so breit. Als Maß für die Breite gibt man üblicherweise den mittleren Fehler an. Er entspricht (ungefähr) dem Abstand vom Scheitel bis zur halben Höhe der Kurve; er ergibt sich mathe-

matisch am einfachsten und ist, wie sein Name sagt, alles andere als eine Fehlergrenze; was man bei dieser Fehlerverteilung als Grenze ansehen will, ist eine Ermessensfrage, am einfachsten wählt man den doppelten m. F. (wird nur mit 5% Wahrscheinlichkeit überschritten). In unserem obigen Beispiel wäre das Ergebnis einer 10stündigen Einzelmessung 9 890 ± 100 oder 10 050 ± 100 usw.

Die Unsicherheit in der Bestimmung des C^{14}-Gehaltes geht natürlich bei der Altersbestimmung auf den Alterswert über. Eine Altersangabe 20 000 ± 500 Jahre bedeutet also: 70% Wahrscheinlichkeit zwischen 19 500 und 20 500, mit 95% zwischen 19 000 und 21 000, mit ... usw."

Weitere Unsicherheitsfaktoren sind vor allem die Ungewißheit, ob der C^{14}-Gehalt von heutigem Holz auch der Anfangsgehalt der untersuchten Probe war, und eine gewisse Unsicherheit in der Halbwertszeit; da aber diese Fehler nach den bisherigen Erfahrungen relativ klein sind, spielen sie bei älteren Proben keine wesentliche Rolle (K. O. Münnich). Im übrigen sei auf die ausgezeichneten methodologischen Ausführungen von H. E. Suess (1956b) verwiesen.

Die Skeptiker, denen hiernach die C^{14}-Daten nicht genau genug sind, sollten bedenken, daß die bisher üblichen, im absoluten Zeitmaß angegebenen archäologischen und geologischen Datierungen in den meisten Fällen als Schätzungen unvergleichlich viel ungenauer sind; das gilt besonders für die Datierungen mit Hilfe der Sonnenstrahlungskurve.

A. FORTSCHRITTE DER METHODIK

I. Meßverfahren

Bis 1952 arbeiteten alle C^{14}-Laboratorien, heute nur noch wenige nach der Methode von W. F. Libby („black-carbon method"), d. h. reduzierten das durch Verbrennung der zu datierenden Probe erzeugte CO_2 mit Magnesium zu festem C zur Messung der spezifischen Radioaktivität. Zur Verminderung der Meßfehler ist die Zählapparatur verbessert worden (W. F. Libby 1955, C. Ballario & Mitarb. 1955 u. a.). Bei jeder Messung der spezifischen Radioaktivität einer Probe unbekannten Alters wird gleichzeitig die Radioaktivität von rezenten organogem C und von sehr altem „totem" (Anthrazit oder Lampenruß aus Petroleum) gemessen. Dieses Verfahren hat gewisse Nachteile, die bisweilen die Genauigkeit der Altersbestimmung vermindern können: 1 g aus CO_2 reduzierter Kohlenstoff hat eine Oberfläche von über 200 m^2, kann daher Radon oder radioaktiven Staub aus der Luft nach Atombombenversuchen absorbieren; ferner enthält dieser Kohlenstoff etwas (weniger als 10%) „Asche" (W. F. Libby 1955).

1951 mußten die C^{14}-Datierungen in Amerika zweimal unterbrochen werden (H. R. Crane & E. W. McDaniel 1952, H. R. Crane 1956) und 1954 und 1955 sogar in Kopenhagen (H. Tauber 1956), weil die Luft nach Atombombenversuchen mit radioaktiven Substanzen verunreinigt war, so daß Fehler von 1000—2000 Jahren die Folge waren, wenn nicht sehr sorgfältige Vorsichtsmaßregeln getroffen und mehrfache Messungen einer Probe ausgeführt wurden (M. Blau & Mitarb. 1953, W. S. Broecker & Mitarb. 1956). Daher gingen seit 1953 die meisten C^{14}-Laboratorien dazu über, sich auf die Messung mit einem Gas-Proportionalzählrohr umzustellen, was viele Monate erforderte. Dieses Verfahren ist aus mehreren Gründen der alten Methode von W. F. Libby überlegen: 1. der Wirkungsgrad bei der Messung ist 100% statt 6%, 2. der Einfluß radioaktiver Verseuchung der Luft wird durch Luftabschluß beseitigt 3. es können auch Proben mit einem C-Gehalt von nur 0,5—1 g datiert werden. (W. S. Broecker & Mitarb. 1956). Reichweite und Genauigkeit hängen vom Volumen des Zählrohrs (0,5—5 l), vom Fülldruck (mindestens 1 atü) und von der Zähldauer (mindestens 24, in der Regel 48, seltener mehr Stunden) ab; die Reichweite beträgt maximal 45 000—50 000 Jahre (z. B. in Groningen), in der Regel werden aber nur Daten bis ca. 35 000 angegeben, da

die älteren noch nicht sicher genug zu sein scheinen. H. L. Movius Jr., teilte auf dem IV. INQUA-Kongreß in Rom 1953 mit, daß Prof. J. L. Kulp von der Columbia-Universität ein neues Meßgerät für die C^{14}-Bestimmung (alternating mercury frequency counter) konstruiere, das eine Reichweite von 70 000—100 000 Jahren haben solle (Actes du IV Congr. Intern. du Quaternaire 1953, II, Fußn. S. 857, Rom 1956); derartige C^{14}-Daten sind aber von seinem C^{14}-Laboratorium bisher noch nicht veröffentlicht worden.

Am häufigsten wird mit bestem Erfolg zur Füllung des Zählrohrs CO_2 nach dem Vorgang von Hl. de Vries & G. W. Barendsen (Physica **18**, 1952, und **19**, 1953) verwendet, das aber auf das sorgfältigste gereinigt werden muß; das Verhältnis Meßeffekt/Nulleffekt kann ohne Gefahr durch Steigerung des Fülldrucks erhöht werden.

Ebenfalls sehr gute Resultate liefert die von H. E. Suess (1954) im C^{14}-Laboratorium von U.S. Geological Survey in Washington ausgearbeitete und von R. S. Preston & Mitarb. (1955) verbesserte Azetylen- (C_2H_2-) Methode. Da aber die Erzeugung des Fülldrucks mit Explosionsgefahr verbunden ist, wird die Verwendung von CO_2 meistens vorgezogen. Göteborg und Houston a (Texas) benutzen Methan (CH_4).

Noch größere Genauigkeit und (wie man früher glaubte) Reichweite ist mit dem Szintillationszähler zu erzielen. (H. E. Suess 1954, J. R. Arnold 1954, B. L. Funt & Mitarb. 1955). Für ihn muß der Kohlenstoff der zu datierenden Probe (mit mindestens 47 g C) in einen flüssigen Kohlenwasserstoff, meistens Toluol ($C_6H_5 \cdot CH_3$), übergeführt werden; diese Synthese ist aber höchst umständlich und zeitraubend, außerdem mit Fehlern behaftet, die nachträglich korrigiert werden müssen. Da außerdem der Nulleffekt noch immer ziemlich groß ist, kann die Reichweite nicht größer als bei einem Gaszählrohr sein. Aus diesen Gründen wird der Szintillationszähler nicht für Routine-Datierungen benutzt (Prof. Dr. Hl. de Vries, briefl. Mitteil. 1956). Die auf eine Notiz in Science **119** (1954) S. 116 zurückgehende Mitteilung in der deutschen Tagespresse, daß in der Universität von Manitoba mit diesem Verfahren bei einer Reichweite von 40 000 Jahren eine Altersbestimmung von Durchschnittsproben auf 10 Jahre genau ausgeführt werden könne, ist leider eine physikalische Utopie (Prof. Dr. E. S. Deevey, Jr., briefl. Mitteil.).

Einen automatischen Zähler für C^{14}-Bestimmungen haben H. R. Crane & E. W. McDaniel (1952) beschrieben.

II. Prüfung der Methoden auf Zuverlässigkeit

Jedes neu eingerichtete C^{14}-Laboratorium hat sich natürlich zunächst mit Proben von bekanntem Alter eingearbeitet. Ein Beweis für die Zuverlässigkeit der Methode ist die Tatsache, daß bei ungestörten Profilen die C^{14}-Daten mit der Stratigraphie im Einklang stehen, z. B. 8 Daten von Nazca in Peru und zahlreiche Daten von Proben aus Tiefsee-Bohrkernen (W. S. Broecker & Mitarb. 1956), ferner für das Profil in der Haua Fteah-Höhle (siehe II 3), in der Belt- und Shanidar-Höhle (siehe II 2). Beispiele für besonders gute Übereinstimmung von C^{14}-Daten mit archäologischen sind im Abschnitt B II 1 (hauptsächlich aus Groningen und Heidelberg) angeführt. Ein besonders überzeugender Beweis für die Zuverlässigkeit der C^{14}-Methode ist die Tatsache, daß ca. 20 in verschiedenen Laboratorien mit verschiedenen Methoden und verschiedenem Material ermittelte C^{14}-Daten von Proben aus Alleröd-Schichten verschiedener Länder um 11 000 Jahre vor heute liegen, d. h. um 9000 v. Chr.; die warwengeochronologische Datierung der Alleröd-Wärmeschwankung des Spätglazials ist ca. 8800 bis 10 000 v. Chr.; auch die C^{14}-Datierungen der Zeitgrenze zwischen Alleröd und Jüngerer Dryaszeit sowie zwischen letzterer und dem Präboreal (also für das Ende der Würm-Eiszeit für Mitteleuropa) stimmen in Dänemark mit den warwengeochronologischen überein (siehe B IV 2 und Johs. Iversen 1953).

In den allermeisten Fällen stimmen die mit CO_2 und festem C ermittelten C^{14}-Daten (innerhalb der experimentellen Fehlergrenze) gut überein, ebenso die C^{14}-Datierungen einer und der selben Probe in verschiedenen Laboratorien mit verschiedenen Methoden und (abgesehen von Molluskenschalen) mit verschiedenem Material (Beispiele bei W. S. Broecker & Mitarb. 1956).

Manche Prähistoriker sind geneigt, die C^{14}-Daten von W. F. Libby (mit festem C ermittelt) in Bausch und Bogen abzulehnen. Daß das nicht berechtigt ist, zeigen besonders eindrucksvoll die C^{14}-Daten, die mit verschiedenen Methoden in verschiedenen Laboratorien für verschiedenartige Proben aus der dünnen Waldtorfschicht des Two Creeks Forest Bed zwischen minerogenen Ablagerungen (womit eine zu junge Datierung, wie sie z. B. außer E. Antevs auch Ch. B. Hunt 1955, S. 246 annimmt, ausgeschlossen wird) ermittelt worden sind:

C-308:	— 8927 ± 740	Fichtenholz
C-365:	— 9487 ± 770	Baumwurzel
C-366:	— 9147 ± 600	Torf von C-365
C-536:	—10218 ±1500	Fichtenholz
C-537:	— 9492 ± 640	Torf
Durchschnitt:	— 9454 ± 350	
W- 42:	— 9400 ± 120	morsches Holz
W- 43:	— 9460 ± 180	gut erhaltenes Holz
Durchschnitt:	— 9420 ± 100	
Y-227:	— 9180 ± 350	Fichtenholz

Damit ist das Two Creeks Forest Bed-Interstadial wie das gleichzeitige Alleröd-Interstadial ein sehr wichtiger Leithorizont für die Chronologie der Letzten Eiszeit (H. Gross 1954).

Um die Grenze der Genauigkeit der C^{14}-Methode (mit festem C) zu ermitteln, hat W. F. Libby (1954 und 1955) für 2 C^{14}-Daten eine Meßdauer von mehreren Wochen angewandt: C-752 Nippur (siehe B II 2): für 3 Proben eines verkohlten Balkens wurde die spezifische Radioaktivität getrennt fast 1 Monat ununterbrochen gemessen, Ergebnis: $4{,}029 \pm 0{,}05$, $4{,}085 \pm 0{,}07$ bzw. $4{,}156 \pm 0{,}13$ cpm/g C; C—948 und 949 (siehe B II 4 a): für 2 Proben desselben Holzstücks wurde die spezifische Radioaktivität je 6 Wochen lang gemessen, diese Messungen ergaben ein Alter von 1485 ± 120 bzw. 1521 ± 170 Jahren. Diese Beispiele zeigen, daß es zweckmäßig ist, besonders wichtige Daten aus dem Durchschnittswert von 2 oder mehr Messungen zu errechnen.

Ebenso ist es notwendig, von Schichten, die nach dem geologischen oder archäologischen Befund aus der gleichen Periode stammen, Proben von verschiedenen Fundstellen mit C^{14} zu datieren; einzelne unbrauchbare und daher durch neue Messungen nachzuprüfende Daten werden dann leicht an ihrer starken Abweichung von den übrigen erkannt. Der Größenordnung nach gut übereinstimmende unerwartete C^{14}-Daten (wie 3 für die Linear-Bandkeramik in Mitteleuropa) müssen als zuverlässig angesehen werden.

Ferner ist es unbedingt notwendig, der mit C^{14} zu datierenden Probe eine Profil-Zeichnung von der Entnahmestelle mit Beschreibung (besonders des Hangenden) und Angabe der Schichtenmächtigkeiten, der Lage der Probe im Profil, der geologischen und pollenanalytischen bzw. archäologischen Datierung, des Meßtischblatts und der in Betracht kommenden Veröffentlichungen beizufügen. Zur Kontrolle empfiehlt es sich, auch aus den unmittelbar oben und unten an die Fundschicht grenzenden Schichten, falls sie für die C^{14}-Datierung geeignet sind, je 1 Probe mitzusenden.

Daß die Genauigkeit der Datierung mit dem Gewicht des Kohlenstoffs einer Probe zunimmt, haben J. L. Kulp & Mitarb. (1952 S. 414) nachgewiesen. Für die Altersbestimmung mit festem Kohlenstoff sind mindestens 8 g C notwendig (= 20—40 g Holzkohle, die aber auf absorbierte organische Substanz geprüft werden muß, =100 g Holz oder 200—300 g lufttrockener Torf nach J. L. Kulp 1952); das C^{14}-Laboratorium Kopenhagen verlangte folgende Mindestmengen: Holzkohle (trocken, rein) 30 g, Holz (trocken) 40 g, Torf (sonnengetrocknet) 100 g, Gräser und Seepflanzen (sonnengetrocknet) 60 g, Gyttja (trocken) 100—300 g; für die Datierung mit CO_2: 5—10 g Holzkohle oder 20—30 g Holz, Getreide oder Haselnüsse (W. Mathias 1955). Selbstverständlich ist es aber besser, den C^{14}-Laboratorien weit größere Probemengen zur Verfügung zu stellen, damit Kontrollmessungen möglich sind und Teile für spätere verbesserte Messungen aufgehoben werden können.

III. Erfahrungen bei der Auswahl der Proben

Die wichtigste Voraussetzung für eine zuverlässige C^{14}-Datierung ist natürlich die einwandfreie Beschaffenheit der Probe vor und nach ihrer Entnahme, d. h. sie darf nicht verunreinigt sein in der Fundschicht durch jüngere oder ältere organische Substanzen (rezente Würzelchen, die viele Meter in den Boden dringen können, z. B. bei Schilf- und Bruchwaldtorf, auf- und absteigendes Grund- bzw. Oberflächenwasser, besonders in entwässerten Mooren) und nach der Probenentnahme (durch kohlenstoffhaltige Substanzen wie Packmaterial, Schimmel, Staub und Konservierungsmittel, wenn auch Paraffin und Leinöl aus Museumsmaterial entfernt werden können). Quartärgeologische Proben müssen von einem Quartärgeologen, prähistorische von einem Prähistoriker entnommen werden. Auf die Zufuhr von rezentem C^{14} durch in den Boden eindringendes Oberflächenwasser infolge der Bodenbildung (A-Horizont) in Gebieten mit humidem temperiertem Klima hat Ch. B. Hunt (1955) hingewiesen. Daher hat das Wasser im Boden einen sehr hohen C^{14}-Gehalt, so daß auch hartes Wasser ein scheinbares Alter von nur 1000—3000 Jahren haben kann (K. O. Münnich 1957).

Auf die Einwirkung dieses C^{14}-reichen Grundwassers dürfte die fast ausnahmslose Herabsetzung des C^{14}-Alters kalkhaltiger Objekte wie Knochen und Geweihe im Boden zurückzuführen sein; daher ist dieses Material höchstens ganz ausnahmsweise für die C^{14}-Datierung von Fundschichten geeignet, wie die Untersuchungen in Washington (M. Rubin & H. E. Suess 1956) und in Heidelberg (K. O. Münnich 1957) ergeben haben, auch wenn ihr Kalk teilweise oder ganz mit HCl beseitigt worden war. So wurden in Washington z. B. folgende C^{14}-Alter festgestellt:

Meiendorf (Hamburger Stufe I) in Schleswig-Holstein		
a. mit Gyttja:		W-172: 15750 ± 800
b. mit Rengeweih:		W-264: 11790 ± 200
		W-281: 11870 ± 200
Poggenwisch (Hamburger Stufe II) in Schleswig-Holstein		
a. mit Gyttja:		W- 93: 15150 ± 350
b. mit Rengeweih:		W-271: 11750 ± 200
Nur mit Rengeweih bestimmt:		
Munzingen (frühes Magdalénien unter 4 m Löß):		W-266: 10100 ± 250
Kniegrotte bei Döbritz in Thüringen (Spät-Magdalénien)		W-269: 8800 ± 200
Petersfeld bei Engen (Spätmagdalénien):		W-267: 8200 ± 200
Bockstein-Höhle im Lonetal (verschiedene Aurignacien-Schichten):		
	oberer Horizont:	W-275: 13400 ± 800
	mittlerer Horizont:	W-279: 24000 ±3000
	unterster Horizont: (Übergang z. Moustérien)	W-277:>25000

In Heidelberg mit C^{14} datierte Rengeweihstücke von einigen dieser Fundorte ergaben mit den obigen gut übereinstimmende Daten; nur H 85/91 organische Substanz von

Rengeweih aus der Spät-Magdalénien-Schicht am Martinsberg in Andernach lieferte mit 11 300 ± 220 Jahren ein mit der geologischen Datierung übereinstimmendes C^{14}-Datum, während die Kalkfraktion eines Knochens aus der gleichen Kulturschicht (H 193/178) das scheinbare Alter von nur 4 330 ± 360 Jahren hatte; von einem Mammutknochen (H 145/117 und 127) aus kalkhaltigem Löß in Heidelberg ergab die organische Substanz („Eiweiß") ein Alter von 7 480 ± 200 und der Kalk ein Alter von 3 370 ± 90 Jahren (K. O. Münnich 1957). Geweihe und erst recht unverkohlte Knochen sind also für C^{14}-Datierungen ungeeignet.

Verkohlte Knochen aus Kulturschichten sind normalerweise ebenso gut wie Holzkohle (J. L. Kulp 1952). Die nachträgliche Verkohlung von Knochen und Elfenbein im Laboratorium vor der C^{14}-Bestimmung (H. R. Crane 1955, I. May 1955) dürfte nur dann einen Sinn haben, wenn die Objekte aus trockenen Höhlen arider Gebiete stammen.

Molluskenschalen sind ebenfalls mit Vorsicht zu verwenden. Süßwasserschnecken-Gehäuse geben, wie die Datierungen von Jarmo (siehe B II 2) zeigen, brauchbare C^{14}-Daten (ob immer?), wenn ihre spezifische Radioaktivität auf den Standardwert von rezentem Holz bezogen wird. Rezente marine Molluskenschalen haben in manchen Gebieten die gleiche (Hl. de Vries & G. W. Barendsen 1954, M. Blau & Mitarb. 1953), in anderen eine 1—2% höhere (W. S. Broecker & Mitarb. 1956, W. F. Libby 1955, J. L. Kulp & Mitarb. 1951) und wieder in anderen eine niedrigere spezifische Radioaktivität (M. Rubin & H. E. Suess 1956, H. R. Crane 1956, J. L. Kulp & Mitarb. 1952, E. S. Deevey & Mitarb. 1954, M. Blau & Mitarb. 1953). Im letzteren Fall haben die Schalen lebender Mollusken ein scheinbares Alter von 1000—2000 Jahren (J. L. Kulp & Mitarb. 1952, M. Rubin & H. E. Suess 1956, E. S. Deevey & Mitarb. 1954). Nimmt man also ohne weiteres für Molluskenschalen die gleiche spezifische Radioaktivität wie für rezentes Holz an, so wird man meistens ganz falsche Daten erhalten; z. B. fanden J. L. Kulp & Mitarb. (1952) für eine Kulturschicht im Virú-Tal in Peru mit Molluskenschalen (L-122 A u. B) das C^{14}-Alter 5 750 ± 180, mit Holzkohle aber 3 150 ± 90 Jahre, für den Sonnentempel von Pachacamar in Peru (archäologische Datierung: 444 ± 25 Jahre vor heute) mit Conchylienschalen das C^{14}-Alter 3 800 ± 200, mit Pflanzen- und Landtierresten 500—900 Jahre! Daher muß man die Altersbestimmung mit Conchylien auf die spezifische Radioaktivität der Schalen im Untersuchungsgebiet lebender Conchylien beziehen (H. E. Suess 1954, W. S. Broecker & Mitarb. 1956).

Nach den Untersuchungen von E. S. Deevey & Mitarb. (1954) an lebenden Wasser- und Sumpfpflanzen sowie Muscheln in Süßwasser verschiedener Härte in Neu-England ist in hartem Wasser, weil dieses als Bikarbonat gelösten Kalk mit „totem" C enthält, die spezifische Radioaktivität von untergetauchten Wasserpflanzen (also nicht von Sumpfpflanzen wie *Carex* und *Scirpus)* wegen ihrer CO_2-Entnahme aus Bikarbonat zur Assimilation kleiner als in weichem Wasser und bei Landpflanzen; denn CO_2 aus Bikarbonat und Karbonat im Wasser hat nur 77 ± 2% der spezifischen Radioaktivität von rezentem Holz, junge Seekreide, rezente Muschelschalen und untergetauchte Wasserpflanzen aus einem alten Hartwasser-See können nach dem C^{14}-Gehalt scheinbar bis zu 2000 Jahre älter sein als sie wirklich sind (vergl. auch M. Blau & Mitarb. 1953). Material, das beim Wachsen C aus Kalziumbikarbonat aufgenommen hat, ist also für die C^{14}-Datierung in der Regel unbrauchbar (W. F. Libby 1955). Es gibt aber Ausnahmen, wie der Vergleich von Seekreide mit Holz und organogener Gyttja aus der gleichen spätglazialen Periode zeigte (Johs. Iversen 1953).

Ein ernstes Problem ist die Beschaffung wirklich einwandfreier Holzkohleproben aus Kulturschichten von Höhlen und Abris (H. L. Movius & Sh. Judson 1956); aus dem Jungpaläolithikum liegen nur zwei offenbar zuverlässige Altersbestimmungen vor (Périgordien IV im Abri Pataud in Les Eyzies, Dordogne: W-151 = 21650 ± 800 v. Chr., das C^{14}-Datum einer zweiten Probe W-191 = 22 050 ± 1000 v. Chr. bestätigt

die Richtigkeit des Datums von W-151); es ist nur ein einziges zweifellos einwandfreies C^{14}-Datum für das „klassische" Magdalénien in S-Frankreich ermittelt worden! Holzkohle L-188 B und Holz L-188 E aus einer Kulturschicht der frühen Bronzezeit, nach dem archäologischen Befund schätzungsweise aus der Zeit um 1900 v. Chr., aus der Höhle Suquet-Coucolière bei Montpellier lieferten die C^{14}-Daten 250 ± 300 bzw. 200 ± 300 n a c h Chr.! Höchst wahrscheinlich ist die Ursache die Zufuhr organogener Stoffe aus jüngster Zeit durch Wasser oder wühlende Tiere; Rotbuchen-Holzkohle ist in einem Fall (Weinberg-Höhlen bei Mauern) sogar in einer würmeiszeitlichen Höhlenschicht mit der Hauptmasse der Lemming-Reste gefunden worden. Man wird in Kulturschichten von Höhlen wohl im allgemeinen nur dann einwandfreie Holz- oder Holzkohle-Proben finden, wenn im Hangenden keine jüngeren Kulturhinterlassenschaften vorhanden sind.

Allgemein gilt als Regel für die Probenbeschaffung zur C^{14}-Datierung, daß H o l z d a s a l l e r b e s t e M a t e r i a l ist, ebenso andere Pflanzensubstanz (Getreide, Haselnüsse, Borke), dann kommt Holzkohle, dann Torf.

IV. O r g a n i s a t i o n

Es gibt jetzt in der Welt eine große Anzahl von C^{14}-Laboratorien, ein Beweis für das große Vertrauen, das die Fachleute (soweit sie nicht voreingenommen sind) in diese Datierungsmethode setzen; es ist zu beachten, daß die Einrichtung eines solchen Laboratoriums und die Ausführung einer Datierung recht kostspielig sind. Folgende C^{14}-Laboratorien sind bisher bekannt geworden (die vorangestellten Buchstaben sind die Abkürzung für das Laboratorium, die in Klammern hinzugefügte Abkürzung bezeichnet die Methode, soweit bekannt):

1. Europa

BM = British Museum (Natural History) in London (C_2H_2)
G = Göteborg (Gothenburg) (CH_4)
GL = Geochronol. Labor. of the Royal Institution, London (C_2H_2)
Gro = Groningen (früher C, jetzt CO_2)
H = Heidelberg (CO_2)
K = Kopenhagen (früher C, jetzt CO_2)
?Le = Leningrad
?Po = Poznan (Posen)
Q = Cambridge, England (C_2H_2)
R = Rom (C)
S = Stockholm (C, später CO_2)
T = Trondheim (C)
?Wa = Warszawa (Warschau)
Das geologische Landesamt in Hannover besitzt seit einigen Jahren ein C^{14}-Laboratorium, das aber wegen der Wahl des Raumes praktisch nicht arbeiten kann.

2. Amerika

C = Chicago (C)
?Ha = Houston (a), Texas, Labor. of the Magnolia Oil Co. (CH_4)
?Hb = Houston (b), Texas, Research Inst. of the Humbel Oil Co. (CO_2).
L = Lamont Geol. Observatory, Columbia Univ., Palisades, N. Y. (C, dann CO_2)
?Me = Mexico, D. C.
M = Univ. of Michigan, Ann Arbor (zuerst C, dann CO_2)
P = Univ. of Pennsylvania, Pittsburg (zuerst C, dann CO_2)
W = Washington, D. C., U.S. Geological Survey (C_2H_2)
Y = Geochronometric Labor. of Yale Univ., New Haven, Conn. (C, dann CO_2).

3. Australien

Neu-Seeland (CO_2).

Die C^{14}-Daten werden weiter in Science (Washington, D.C.) und Nature (London) veröffentlicht.

Konferenzen von Leitern von C^{14}-Laboratorien und Mitgliedern der Kommissionen für C^{14}-Datierungen haben 1954 in Andover, Mass. (W. F. Libby 1955) und in Kopenhagen (H. Godwin 1954), 1955 in Cambridge, England (H. Levi 1955) und 1956 wieder in Andover, Mass., stattgefunden; sie waren für die weitere Arbeit der C^{14}-Laboratorien sehr fruchtbar.

B. AUSWAHL BESONDERS WICHTIGER UND INTERESSANTER C^{14}-DATEN AUS DER ZEIT VON 1952 BIS 1956 (MIT EINIGEN NACHTRÄGEN VON 1951)

Alle C^{14}-Daten (ursprünglich: Jahre vor heute) sind einheitlich auf das Jahr 1950 n. Chr. bezogen. Ein — vor dem Datum bedeutet Jahre v o r Chr., + bedeutet Jahre n a c h Chr., $\rangle$ = älter als, $\langle$ = jünger als. Sci. = (amerikanische Zeitschrift) Science (Washington, D.C.).

I. G e o l o g i s c h e u n d p a l ä o n t o l o g i s c h e D a t e n

1. E u r o p a (siehe auch II, 1, W-173 und IV dieses Abschnittes)

Gro-	Taschenboden aus dem Übergang von der Alleröd- zur Jüngeren Tundrenzeit (nach der Stratigraphie) S von Apeldoorn (Niederlande), abgebildet bei P. Woldstedt 1954 Abb. 77 S. 159; diese stratigraphische Datierung wird durch die C-^{14}-Bestimmung bestätigt.	-8820 ± 120
	Briefl. Mitteil. von Dr. Maarleveld vom 16. 8. 56.	-8605 ± 130
Gro-458	Vulkanausbruch und Alter des Schalkenmehrener Doppelmaares in der Eifel, pollenanalytisch datiert rund 11 500 Jahre vor heute, wurde durch die C^{14}-Bestimmung von 1 kg Mudde unmittelbar auf der Tuffsandschicht datiert: H. Straka und Hl. de Vries (1956).	-8820 ± 250
H-126/143	Geislingen/Steige, Württemberg, Rohrachtal: Holz aus der Basismudde unter Kalktuff (erste postglaziale pollenanalytisch datierbare Ablagerung: Präboreal, Diagrammzone IV Firbas). - K. O. Münnich 1957.	-7340 ± 190
K-	Vulkanische Aschenschicht Hekla H_5 auf Island. - M. Schwarzbach (1955).	-4450
K-140	Vulkanische Aschenschicht Hekla H_4 auf Island. - Sci. 122 (1955) S. 958.	-1880 ± 120
H-146/124	Hredavatn, West-Island: torfiges Band in Sedimenten die mit den Lavaschichten der Grábrók-Vulkane verknüpft werden konnten; die Ausbrüche sind wahrscheinlich jünger als die Torfschicht. - M. Schwarzbach (1955), K. O. Münnich (1957).	-1750 ± 120
Y-85	Vulkanische Aschenschicht Hekla H_3 aus Island, vom ausgedehntesten Aschenregen, auf Grund pollenanalytischer Befunde in die Zeit vor 2500 bis 3000 Jahren gestellt. - Sci. 122 (1955).	-770 ± 130
	Weitere tephrochronologische C^{14}-Daten in Sci. 122 (1955) S. 960 und bei S. Thorarinsson (1954, 1955), ferner bei H. Straka (1956), F. Firbas (1953) und R. S. Preston & Mitarb. (1955).	
—	Jüngster Kiefernstubben im Moor von Clonsast (Irland). - G. F. Mitchell (1956).	ca. ± 365

2. Asien

L-182 Hotu-Mensch *(Homo sapiens)* der Hotu-Höhle an der S-Küste des Kaspischen Meeres in Iran, Holzkohle vom Herd unter und mit den Skeletten Nr. 2 und 3. —7550 ± 200
- Sci. **124** (1956) und E. RALPH (1955) —7240 ± 590

3. Afrika

L-271, B, C, D: *Homo (Africanthropus) helmei* von Florisbad (30 engl. Meilen NW von Bloemfontein): die meisten um eine Solquelle abgelagerten Schichten (schwarze und braune, I-IV, Tonschichten, fälschlich als „Torf" bezeichnet, wechsellagernd mit bräunlichem und gelblichem Sand, Liegendes eine dünne schwarze Tonschicht) sind pollenführend:

B: I mit dem Schädel des *Homo helmei,* vielen Steingeräten und zahlreichen Resten ausgestorbener Tierarten ⟩—33050

C: II (Diese mit CO_2 ermittelten Daten sind erheblich älter als die mit festem C bestimmten C-851 u. C-852). —26500 ± 2200

D: III - Sci. **124** (1956) 164, E. M. VAN ZINDEREN BAKKER (1956). —17580 ± 650

W-85 Haua Fteah-(Bäcker-)Höhle in der Cyrenaica, Nordafrika: in 23 Fuß (7,10 m) Tiefe 3,3—4 Fuß (ca. 1—1,24 m) unter einem Herd mit typischem Levalloiso-Moustérien aus der Zeit von —32050 ± 2800 (oder möglicherweise früher) wurde ein neandertalider Unterkiefer gefunden, Zeitstellung nach den datierten Tiefen (siehe II, 3) ca. —38000
folglich nicht ins Interstadial W 2/3 (Mc Burney), sondern in das Ende von Altwürm oder in den Anfangsabschnitt des Göttweiger Interstadials zu stellen. Nach der archäologischen Stratigraphie wird angenommen, daß der Neandertaler hier bis ca —28000 gelebt habe. - H. E. SUESS (1954), MC BURNEY in Nature **172**, 1953, S. 889 f.

4. Nord-Amerika (siehe auch III)

a. Alaska

L-127 Gefrorener „muck" am Dome Creek bei Fairbanks mit Fellstücken und getrocknetem Fleisch eines ausgestorbenen „Superbison", nach der Ablagerung dieses „muck" vom Beginn der 2. Wisconsinphase ununterbrochen Dauerfrostboden in diesem Gebiet(vgl. aber L-117 J). - J. L. KULP (1952). ⟩—26050

L-101 B Eagle River: Torf einer lokalen Warmzeit. - J. L. KULP (1952). —12350 ± 600

L-117 J Fossiler Biberdamm im „muck" am Fairbanks Creek; das Klima war damals etwas wärmer als heute. - Sci. **116** (1952) S. 412. —11650 ± 600

L-137 H Cape Greig an der Bristol Bay: Torf auf Grundmoräne und unter 35 Fuß Sand und Kies (unterste Schicht wohl fluvioglazial), Torf also wohl interstadial. - Sci. **124** (1956). —10800 ± 1100

C-301 Fairbanks Creek: Holz aus 30—60 Fuß Tiefe zusammen mit Resten ausgestorbener Tiere W. F. Libby (1952). —10672 ± 750

L-137 L Ninilchik, Kenai-Halbinsel: Holz von der Basis einer ca. 3 m mächtigen Torfschicht. - Sci. **124** (1956). —7650 ± 650

L-117 E Seward-Halbinsel: Holz aus begrabenem Biberdamm (50—100 engl. Meilen N von der heutigen Biber-Nordgrenze). - Sci. **124** (1956) 156 f. —1650 ± 500

L-117 C u. D, L-137 F, G, N u. E beweisen, daß auf der Seward-Halbinsel muck-Schichten in Tälern vor mehr als 10200 Jahren bis vor weniger als 450 Jahren gebildet wurden, als offene Wälder von Birken und Pappeln (heute fehlend) vor 9500 bis 8300 vor heute und vor 3600 Jahren vor heute wuchsen. - Sci. **124** (1956) S. 156.

b. Canada

L-248 A, 254 A-D, 261 A-C, 266 A-C: Treibholz auf Ellesmere Land. - Sci. **124** (1956) 162. >—31050 bis +970 ± 100

M-38 Ausgestorbener *Bison crassicornis* bei Fairbanks in Alaska: Hornscheiden aus goldführenden Kiesen. - H. R. Crane (1956). —14450 ± 2000

M-288 Beginn der Absenkung des Lake Algonquin auf das Niveau des Lake Chippewa, als der Abfluß über North Bay eisfrei geworden war. - H. R. Crane (1956). —5975 ± 350

L-192 B
L-213 B Eisinsel T 3, 1947 im nördlichen Eismeer entdeckt, ca. 11×5 engl. Quadratmeilen groß und 170 Fuß (ca. 51 m) dick, auf der Oberfläche Schmutz mit pflanzlichen und tierischen Resten, in den obersten 27 m ca. 85 Schmutzschichten, unter 33 m Tiefe nach dem Bohrungsergebnis aber schmutzfrei; einzige lebende Pflanze das Moos *Hygrohypnum polare*, also befand sich die Eisinsel früher in Landnähe (war wahrscheinlich ein Teil des Eisschelfs im N von Ellesmere-Land, nach der dendrochronologischen Datierung von N. Polunin losgelöst zwischen 1935 und 1947). Daten von 2 Schmutzproben L-192 B —3780 ± 300
A. P. Crary, J. L. Kulp, E. M. Marshall L-213 B —1100 ± 200
(1955), N. Polunin in Sci. **122** (1955), 1184-1186 und in Nature **176** (1955) 22.

L-219 James Bay, Quebec: unterster Torf eines 3 m mächtigen Moores beim Rupert River 18 Meilen O von Rupert House, 52,70 m über d. M. Beginn der Bewaldung des Hochlandes. - Sci. **124** (1954). —480 ± 100

c. U. S. A.

W-244 Santa Rosa Island vor der kalifornischen Küste S von Sta. Barbara: Holzkohle aus marinen Schichten (Pleistozän) mit Zwergfauna (u. a. ca. 2 m hohe Mammute!). Im Fundhorizont asphaltartiges Material (ein Teil der Probe in CS_2 gewaschen ergab Erdölgehalt, das C^{14}-Alter daher möglicherweise zu hoch. - Sci. **123** (1956). >—36050

L-244	Santa Rosa Island, Calif.: Holz aus der Basis von Alluvionen mit Zwergmammut im Tecolote Canyon 1 Meile landeinwärts. - Sci. **124** (1956).	—13870 ± 280
Y-285	Totoket, Conn.: Gyttja vom unteren Teil der Fichten-Pollenzone von Durham in 2,75-3 m Tiefe unmittelbar über dem 2. NBP-Maximum. - Sci. **122** (1955).	—11600 ± 460
L-239 A	White Pine, Mich.: Baumstamm unter 10,54 m Ton. - Sci. **124** (1956). Two Creeks-Interstadial.	—10650 ± 1200
L-	Midland, Texas: Paläoindianerin (Schädel und einige andere Skelettreste) datiert mit Süßwasserschnecken-Gehäusen aus der unmittelbar darunterliegenden Schicht (ältester Paläoindianer-Rest Amerikas, *Homo sapiens* natürlich) Alex D. KRIEGER, Austin (Texas) briefl. Mitteil. vom 20. 4. 56: etwas jünger als	—10550 ± 1200
W-255	Block Island, R. I.: Holz aus der Basis der Ausfüllung eines Toteislochs. - Sci. **123** (1956).	—10140 ± 200
L-269 A	Moss Lake, Wash.: basale Torfschicht. - Sci. **124** (1956) Two Creeks-Interstadial!	—9950 ± 360
Y-293 A	Torf in South Haven, Mich. - Nicht —7550 ± 250, wie in Sci. **122** (1955) S. 954 angegeben. - Sci. **123** (1956) S. 464.	—8840 ± 200
Y-251	Hartford, Conn.: Baumstamm in Alluvionen (anscheinend Connecticut River-Terrasse von 9-12 m auf Bänderton. - Sci. **122** (1955) S. 957.	—8700 ± 320
L-269 D	Covington, Wash.: Torf aus ca. 16,40 m Tiefe auf fluvioglazialem Sand und Kies, in Eisrandnähe gebildet. - Sci. **124** (1956) 161.	—8250 ± 500
W-223	Pictograph Claim, Craven Canyon, Fall River: Moschusochsen-Knochen. - Sci. **123** (1956) 446.	—7750 ± 600
M-66	*Mastodon americanus* von Orleton farms, Madison Co., Ohio: Holz unmittelbar unter dem Skelett 80 cm unter der Oberfläche (Datum a mit festem C, b mit CO_2 gemessen. - H. R. CRANE (1956), E. S. THOMAS (1952).	—6470 ± 400a —6510 ± 400a —7650 ± 500b
M-282	*Mastodon-Stoßzahn* von der J. W. BRUGEMAN-Farm, Lenawee Co., datiert durch Holz, das unmittelbar über dem Stoßzahn lag. - H. R. CRANE (1956).	—7618 ± 1000
M-67	*Mastodon-Stoßzahn* (Bruchstück) aus Sand- und Kieslager (outwash) 12 Meilen SW von Ann Arbor im Washtenaw Co., Michigan; zur Datierung wurden die säurelöslichen Karbonate benutzt (Datum a mit C, b mit CO_2 bestimmt, beide sicher zu jung). - H. R. CRANE (1956).	—4150 ± 400a —4350 ± 500b
M-138	„Richmond-*Mastodon*" von Cromwell, Noble Co., Indiana: Holz aus der Fundschicht. C^{14}-Datum zweifellos zu jung. - H. R. CRANE (1956).	—3350 ± 400
C-823	Burnet Cave, Guadalupe Mts., Eddy Co., N. M.: Holzkohle aus 2,40—2,70 m Tiefe mit Wildpferd, Bison, Kamel, Höhlehirsch, vierhörniger Antilope und Moschusochs. - Sci. **119** (1954) 138.	—5482 ± 300
M-289	Kiefern-Zeit in Michigan. - J. H. ZUMBERGE & J. E. POTZGER (1955).	—4380 ± 400

L-141 C Torf (unterste 15 cm) über Fort Thompson-Mergel 10 engl. Meilen S vom Lake Okeechobee im Palm Beach Co., Florida: Torfbildung begann vor ca. 6000 Jahren. - Sci. **116** (1952) 409 f. —3100 ± 200

C-675 Plum Creek, Dyer, Indiana: Holz aus Alluvionen in 3 m Tiefe (0,60 m über der Oberkante des Glazialdiluviums) mit Mammut-Zähnen, vielen Hirschgeweihen und Mollusken. - W. F. Libby (1952 a). +100 ± 480

Petroleum-Bildung: Bisher herrschte durchaus die Ansicht vor, daß zur Umbildung des organischen Anteils mariner und Brackwasser-Sedimente ein Druck von mehreren tausend Fuß Wasser und eine Dauer von mehreren Millionen Jahren nötig seien; noch 1934 konnte eine chemische Untersuchung von 2000 postglazialen („Recent") marinen Sedimentproben aus allen Teilen der Welt keine Spuren flüssiger Kohlenwasserstoffe finden, woraus geschlossen wurde, daß sich Petroleum höchst wahrscheinlich nicht in Sedimenten zur Zeit ihrer Ablagerung bildet. Paul V. Smith, Jr. (1952) gelang es aber in 10 spät- und postglazialen Sedimentproben von 4 Stellen im Golf von Mexiko an und vor der Küste von Texas und Louisiana in Tiefen von ca. 0,10—30 m flüssige aliphatische und aromatische Kohlenwasserstoffe nachzuweisen. Kohlenwasserstoffe, die aus mehreren Teilen eines ca. 30 m langen Bohrprofils extrahiert wurden, hatten nach ihrem C^{14}-Gehalt ein Alter von 11800—14600 ± 1400 Jahren.

5. Australien (siehe auch III)

L-271 E u. G: Murray Valley, Süd-Australien, zur Kontrolle rezente Molluskenschalen (Radioaktivität ca. 1% größer als bei rezentem Holz). Die C^{14}-Daten sind die Basis für die archäologische Kulturabfolge in ganz Australien. - Sci. **124** (1956) S. 164. —4080 ± 120 —2340 ± 140

L-129 Mageninhalt einer großen Moa *(Dinornis)* aus dem Pyramid Valley-Sumpf bei North Canterbury auf Neu-Seeland aus ca. 1,50 m Tiefe. - Sci. **116** (1952) 409 f. +150 ± 150

Y-129 A Wie vor. Teil der Probe L-129. - Blau, Deevey and Gross (1953). — Probe entkalkt. +1280

II. Prähistorische Daten

1. Europa

W-173 Moustérien-Lagerplatz mit Mammut und Nashorn (Altwürm) im Liegenden einer Torflinse, die 6 Fuß (ca. 2 m) unter der Basis des Jüngeren Löß II (Hauptwürm) in einem Kanalbau-Aufschluß in Godarville (Belgien) gefunden wurde, durch frostgestörte Sedimente vom Löß und dem Moustérien-Lagerplatz getrennt. - M. Rubin & H. E. Suess (1955). >—34050

W-151 u. 191 Périgordien IV (spätes „Aurignacien") im Abri Pataud in Les Eyzies, Dordogne: aschenhaltiges Material mit Holzkohlespuren von einem Herd, gesammelt und in Archaeology **7**, 82, 1954 beschrieben von H. L. Movius, Jr. - Sci. **121** (1955) 487. —22050 ± 1000 —21650 ± 800

W-172 Meiendorf bei Ahrensburg in Holstein: Gyttja aus der Kulturschicht der Hamburger Stufe I. - Sci. **121** (1955) 487. —13800 ± 800

W-93	Poggenwisch bei Ahrensburg: Hamburger Stufe II. - H. E. Suess (1954).	—13200 ± 350
Gro-468	Magdalénien-Station an der Schussenquelle in Württemberg: unterster Braunmoostorf auf der Hauptkulturschicht. - Prof. Dr. de Vries briefl. Mitteil. 1955.	—12520 ± 385
L-336 C	Französisches Spät-Magdalénien (M V/VI): von R. Robert, Tarascon-sur-Ariège, zur Verfügung gestellte Probe XXX-2 aus der Höhle La Vache bei Niaux (Ariége); wahrscheinlich erstes zuverlässiges C^{14}-Datum des französischen „klassischen" Magdalénien! - Prof. Dr. H. L. Movius, Jr. (briefl. Mitteil. 27. 2. 57).	—9700 ± 200
H-21/18 H-18/11 H-75/68	Rissen bei Hamburg: Gyttja aus einem Horizont unter der Kulturschicht des Spätmagdalénien (Federmessergruppe, H. Schwabedissen 1954); gehört nach der Pollenanalyse (R. Schütrumpf) in die Alleröd-Zeit:	
H-21/18	Gyttja, karbonatfrei, Kohlenstoffgehalt ca. 9%	—9600 ± 280
H-18/11	Holz aus dieser Gyttja-Schicht	—9980 ± 290
H-75/68	Verkohltes Holz aus der Kulturschicht (Grabung H. Schwabedissen). - K. O. Münnich 1957.	—9500 ± 180
H-85/91	Magdalénien-Station Andernach am Rhein (datiert mit der organischen Substanz von Rengeweih). - C^{14}-Datum mit dem geologischen übereinstimmend. - Briefl. Mitteil. von K. O. Münnich 1956.	ca. —9350
C-353	Ältester Maglemose-Wohnplatz in England: Star Carr am Lake Pickering, Yorkshire. - Sci. **113** (1951)	—7538 ± 350
H-23/22 H-26/23	Duvensee, Kr. Herzogtum Lauenburg, Schleswig-Holstein: Wohnplatz der mittleren Steinzeit, nach Pollenanalyse (S. Schneider) frühes Boreal, Diagrammzone V Firbas.	
H-23/22	Birkenbrett mit Rinde vom Boden einer Hütte	—7250 ± 300
H-26/23	Haselnußschalen und etwas Holzkohle - K. O. Münnich 1957.	—7080 ± 350
Gro-	Haule, Niederlande: mesolithische Kulturschicht, nach dem Pollendiagramm etwas älter als 7000 Jahre. - Nature **174** (1954) S. 1140.	—5575 ± 200
—	Mesolithischer Herd in Toome Bay, Londonderry, Irland, Pollendiagrammzone VI. - G. F. Mitchell (1956).	—5730 ± 110
Gro-	Verkohlter Weizen aus einer Vorratsgrube einer frühbandkeramischen Siedlung bei Westeregeln bei Magdeburg. - Hl. de Vries & G. W. Barendsen (1954), W. Rothmaler (1956).	—4250 ± 200
Gro-	Verkohltes Holz aus einer frühbandkeramischen Kulturschicht bei Wittislingen, Landkreis Dillingen a. d. Donau. - Hl. de Vries & G. W. Barendsen (1954), W. Rothmaler (1956).	—4080 ± 110
Gro-	Bandkeramik in Sittard, Niederlande. - W. Rothmaler (1956)	—4000
Gro-	Stichbandkeramik in Zwenkau (Mitteldeutschland) - W. Rothmaler (1956).	? —3500

Gro-	Rössener Kultur in Wahlitz Kreis Burg (Mitteldeutschdeutschland). - W. ROTHMALER (1956).	—3300
H-125/107 H-61/149	Ehrenstein bei Ulm/Donau: jungsteinzeitliche Siedlung, nach archäologischer Datierung ca. 2000 v. Chr. (wogegen aber das Fehlen der Buche spricht):	
H-125/107	Holz von einem Hausrest	—3250 ± 200
H-61/149	Holzprobe (a) aus der Kulturschicht - K. O. MÜNNICH (1957).	—3190 ± 130
H-27/25 H-28/33 H-29/146 H-30/145	Heidmoor, Gem. Berlin, Kr. Segeberg, Schleswig-Holstein: Moorsiedlung der jüngeren Steinzeit. Grabung H. SCHWABEDISSEN:	
H-27/25	Angekohltes Holz 5 cm über oberster Kulturschicht mit Glockenbecherkultur	—1770 ± 150
H-28/33	Holz aus Schicht 5 cm unter Glockenbecherkultur, Holz ragte in die Glockenbecher-Kulturschicht hinein	—2020 ± 170
H-29/146	Holz aus einer Schicht der Trichterbecherkultur	—3190 ± 115
H-30/145	Holzkohle aus der Schicht der Trichterbecherkultur - K. O. MÜNNICH (1957).	—3070 ± 105
Gro-	Pfahlbau Weiher bei Thayngen, Schweiz (Michelsberger Kultur). - Hl. DE VRIES & G. W. BARENDSEN (1954).	—2785 ± 130
GL-18	Älteste Cortaillod-Kultur in der Schweiz: Eschenpfahl aus dem Pfahlbau Egolzwil 3 im Wauwiler See. - F. E. ZEUNER (1955).	—2700 ± 110
	Ein dortiger vom stratigraphischen und archäologischen Standpunkt für gleich alt gehaltener Eichenpfahl ergab das C^{14}-Datum —2050 ± 110. —	
K-115, 116, 118, 121	Wie GL-18 (Eschenpfahl): unmittelbar nach dem ersten starken Sinken der *Fagus*-Pollenkurve; Durchschnitt von 9 Messungen. - H. TAUBER (1956).	—2740 ± 90
K-123-129, 131. 132	Wohnplatz Muldbjerg I (Mul. I) auf einer ehemaligen schwimmenden Insel: frühestes dänisches Neolithikum (Phase A, späte Ertebølle-Kultur, vor der Dolmenzeit), im Pollendiagramm Horizont der absinkenden Ulmen-Kurve. Durchschnitt von 11 Messungen. - H. TAUBER (1956).	—2620 ± 80
L-188 A	Höhle La Madeleine bei Montpellier: spätneolithische	
L-188 D	Chasseyien-Keramik datiert mit verkohltem Weizen (A), mit Molluskenschalen (D). - Sci. **124** (1956) S. 160.	—2250 ± 500 —2750 ± 400
Stockholm	Mittelschwedischer Pfahlbau im Dagsmosse bei Alvastra, Östergötland (archäologische Datierung: zwischen 2200 und 1800 v. Chr.). - Svensk Botan. Tidskr. **50**, 1956, S. 98.	—2230 ± 130
Gro-	Ganggrab in Diever, Niederlande, archäologisch datiert: ca. 1850 v. Chr. - Hl. DE VRIES & G. W. BARENDSEN (1954).	—1900 ± 150
Gro-	End-Neolithikum von Burgliebenau, Mitteldeutschland. - W. ROTHMALER (1956).	—1900
Gro-	Spätneolithisches Hünengrab in Oudemolen, Drenthe, Niederlande. - Hl. DE VRIES & G. W. BARENDSEN (1954).	—1670 ± 120

Gro-	30 Hügelgräber in Toterfout-Halve Mijl, Nord-Brabant, Niederlande:	
	Tumulus 4, pollenanalyt. datiert ca. 1500 v. Chr.	—1425 ± 200
	„ 8, Bronzezeit, ca. 1100 v. Chr.	—1105 ± 90
	„ 1 B, nach Pollenanalyse etwa ebenso alt wie 4. - Hl. DE VRIES & G. W. BARENDSEN (1954).	—1500 ± 85
Gro-	Spätneolithisches Hünengrab bei Hijken, Drenthe, Niederlande, archäol. datiert 1400 oder 1500 v. Chr. - Hl. DE VRIES & G. W. BARENDSEN (1954).	—1350 ± 150
GL-12	Hallstatt A oder früh B: Seewohnplatz der späten Bronzezeit in Zug-Sumpf, Schweiz. - F. E. ZEUNER (1955).	—1220 ± 110
Gro-	Grootebroek, Nord-Holland, bronzezeitl. Hügelgrab, C^{14}-Datum stimmt mit der archäolog. Datier. durch Prof. VAN GIFFEN überein. - Hl. DE VRIES & G. W. BARENDSEN (1954).	—1050 ± 140
Gro-	Wohnplatz Jemgun (Ostfriesland): Marschensiedlung vor der Zeit der ersten Wurten (terpen), von Dr. HAARNAGEL erwartetes Datum. - Hl. DE VRIES & G. W. BARENDSEN (1954).	—385 ± 70
Gro-	Gruppe von Hügelgräbern bei Wijster, Drenthe, Niederlande. Pollenanalyt. Datierung: Eisenzeit, archäolog.: La Tène. - Hl. DE VRIES & G. W. BARENDSEN (1954).	— 35 ± 150 — 75 ± 175 —180 ± 140
H-59/57	Mainz: Balkenreste der Römerbrücke, die im 1. Jahrh. n. Chr. schon stand, später mehrmals zerstört und wieder errichtet wurde, bis sie um ca. 300 n. Chr. ganz verschwand. - K. O. MÜNNICH 1957.	+60 ± 60
H-8/7	Groningen, Niederlande: Holz von der St. Walburg Kerk, nach dem früheren Rezentstandard nach dem jetzigen Standardwert. - K. O. MÜNNICH 1957:	+885 ± 130 +705 ± 130
H-87/76	Höhbeck, Kr. Lüchow, Niedersachsen: Holzkohle von der Sohle eines Grabens des Kastells aus der Karolingerzeit (nach archäologischer Datierung). - K. O. MÜNNICH 1957.	+880 ± 80
H-63/36	Kassel: Eichenbalken aus der Brüderkirche, mittleres Wachstumsjahr der äußeren Ringe; C^{14}-Alter durch Vergleich des C^{14}-Gehaltes von Eichenholzproben aus dem 16. und 19. Jahrh. ermittelt. Dendrochronologisch im Forstbotanischen Institut München bestimmtes Endjahr 1392 n. Chr. - K. O. MÜNNICH 1957:	+1447 ± 85

2. Asien

W-224	Kara Kamar, Afghanistan: Abri 8 engl. Meilen N von	—31050 ± 3000
W-225	Haibak an der Nordflanke des Hindukusch: jungpaläo-	—30050
W-226	lithische Klingenkultur. - Sci. **123** (1956) 447.	—32050 ± 3000
P-54	Wie vor. Kultur I: typol. Mesolithikum	—790 ± 300
P-53	Wie vor. Kultur II: C. S. COON & K. RALPH (1955).	—8630 ± 720

W-179 Shanidar-Höhle in den Zagros-Bergen in Kurdistan,
W-178 Irak: 4 Hauptkulturschichten im ca. 13,50 m mächtigen
W-180 Profil:

W-179: frühe Zarzi-Kultur (Gravettien) —10050 ± 400

W-178: späte Baradost-Kultur (scheint mit dem Aurignacien von Europa gleichzeitig zu sein) —27550 ± 1500

W-180: frühe Baradost-Kultur in ca. 4,5 m Tiefe. — Sci. **121** (1955) 488. >—32050

C-818 Hazer Merd: Höhle in Sulimaniyah, Irak: Moustérien. - Sci. **119** (1954) 136. >—23050

Jericho „die älteste Stadt der Welt": nach den Ausgrabungen von Miss Kathleen KENYON 1953—1955 stammen die ältesten Befestigungsanlagen mit massivem Turm sowie soliden Häusern aus dem vorkeramischen Neolithikum (8. Jahrtausend v. Chr.); älteste geschlossene städtische Organisation (von der zweiten Bevölkerungsschicht geschaffen) um —6250
- Illustr. London News vom 19. 5. und 13. 10. 1956; Neue Züricher Zeitg. vom 12. 1. 1957.

P-19, 19 a u. b, 20, 20 b, 24, 24 a, 26 u. 26 a: Belt-Höhle in Iran:

P-19, 19 a u. 19 b: Früh-Neolithikum (Software Neolithic) mit indirekten Beweisen für Ackerbau und Viehzucht —5330 ± 260

P-26 u. 26a: Beginn des vorkeramischen Neolithikums mit indirekten Beweisen für Ackerbau und Viehzucht —5840 ± 330

P-24 u. 24a: Mesolithikum mit *Gazella subgutterosa* —6620 ± 380

P-20 u. 20b: Mesolithikum mit Seehund und großem Haushund (?) E. RALPH (1955). —9530 ± 550

P-37, 12 u. 39: Hotu-Höhle in Iran an der S-Küste des Kaspischen Meeres:

P-37 Früh-Neolithikum (Sub-Neolithic) —6120 ± 500

P-12 Herd unter den menschl. Skeletten Nr. 2 und 3 (Wühlmaus-Esser) —7240 ± 590

P-39 Mesolithikum (Seehundjäger) E. RALPH (1955). —9910 ± 840

C-919: Beer-Sheba: Holzkohle von der untersten von 3 Schichten eines chalkolithischen Wohnplatzes in Khirbet el-Bitar, Israel, mit Tonscherben, die an das Ghassulien von O-Palästina erinnern. - Sci. **120** (1954) 734. —5470 ± 520

C-113, 742, 743: Jarmo im Irak zwischen Kirkuk und Sulimaniyah: ältestes Ackerbauerdorf des Nahen Ostens. Profil des Tells 7,10 m hoch mit ca. 12 „Fußböden" oder Hauserneuerungen; Tonwaren nur im oberen Drittel des Profils.

C-113: Jarmo I: 7. Fußbodenschicht am Rande des Tells, datiert mit Gehäusen von Süßwasserschnecken: —4757 ± 320

C-742: Jarmo II: Holzkohle aus derselben Schicht wie C-113: —4656 ± 330

C-743: Jarmo III: Holzkohle von der 5. Fußbodenschicht der Grabung II (6. Fußboden noch 3,2 m über dem gewachsenen Boden: —4745 ± 360
W. F. LIBBY (1952a), J. R. BRAIDWOOD (1952).

C-817	Tepe Gawra: Asche zwischen den Fußbodenschichten 17 und 18 datiert das erste Aufblühen der Ubaid-Kultur im nördlichen Irak und den Übergang vom Dorf zur Stadt mit Tempelbauten. - Sci. **120** (1954) S. 734.	—3450 ± 325
C-819	Byblos, Libanon: erste Stadtperiode dieses Hafens, der mit Syrien und Ägypten Handel trieb; frühe Bronzezeit I in Palästina = Übergang von der vordynastischen Zeit zur frühdynastischen Zeit I in Ägypten. - W. F. Libby (1954).	—3367 ± 300
W-245	Beer-Sheba in Palästina: Ackerbauer-Wohnplatz im Negev-Gebiet bei Kirbet el-Bitar; Holzkohle in der untersten Schicht in Silo 50, ungestört und nicht verunreinigt; Wohnplatz mit meist unterirdischen Wohnungen und Silos. Fundmaterial verwandt mit dem Ghassulien = Übergang von der Stein- zur Bronzezeit in Palästina. - Sci. **123** (1956) S. 448.	—3330 ± 150
M-240	Kamo-Fundplatz in Toyodamura, Präfektur Chiba, Japan, nach Ansicht der Prähistoriker aus der Zeit zwischen 2000 und 1500 v. Chr. - H. R. Crane (1956).	—3150 ± 400
C-815	Mundiyak, Afghanistan: spätestens Beginn der Bronzezeit in der Provinz Kandahar. - Sci. **119** (1954) S. 136.	—2630 ± 200
L-180 C	Mian Ghundai in Pakistan: Wohnplatz der mittleren Quetta-Kultur (Damb Sadaat II) zeitlich entsprechend der Harappa-Kultur im Indus-Gebiet. - Sci. **124** (1956) S. 160.	—2100 ± 400
C-752	Nippur: Datierung der Thronbesteigung von Hammurabi; die mesopotamische Königsliste ist eine schwebende Chronologie, die von den verschiedenen Autoren verschieden datiert wird (Spielraum 350 Jahre!). Das mit C^{14} datierte Holz stammt aus der Zeit ca. 250 Jahre vor der Thronbesteigung Hammurabis, die also um 1745 v. Chr. erfolgt ist. - Sci. **119** (1954) S. 135-136.	—1995 ± 106
L-188	Hoifung, Süd-China: Ende des Neolithikums. - Sci. **124** (1956) S. 160.	—1000 ± 400
L-274	Masbate Island, Philippinen: spätes Neolithikum in einer Höhle. - Sci. **124** (1956) S. 164.	—760 ± 100
M-241	Holz aus dem Grabe von Wang Hsu in Lolang, Korea, aus dem Jahre 69 nach Chr. - H. R. Crane (1956).	+100 ± 250

3. Afrika

W-85, 86, 89, 97, 98, 104: Haua Fteah -(Bäcker-) Höhle in der Cyrenaica, Nordafrika (vergl. C. B. M. McBurney in Nature **172**, 1953, S. 889 f.) Die Schichten von 0—10 Fuß zeigen einen allmählichen Übergang zum heutigen Klima an, die Schichten von 10—16 Fuß eine starke Zunahme der Häufigkeit und Schärfe des Winterfrostes, die Schichten von 16-28 Fuß ein feuchtes temperiertes Klima ohne nennenswerte Winterkälte.

W-98: 6,5—7,3 Fuß Tiefe: Spuren einer frühneolithischen (wahrscheinlich) Erzeugungswirtschaft, —4850 ± 350

W-89:	7,3—8,0 Fuß: entwickelte Klingenindustrie mit mikrolithischen und anderen für das Gebiet neuen Kulturelementen, ohne Keramik,	—5350 ± 300
W-104:	9,4—10,0 Fuß: entwickelte Klingen- und Stichelindustrie, im wesentlichen von jungpaläolithischem Charakter,	—8650 ± 400
W-97:	11,2—12,0 Fuß: ungefähr wie W-104,	—10350 ± 350
W-86:	15,5—16,0 Fuß: Kulturhinterlassenschaft für eine Einstufung zu gering, liegt unter einer mutmaßlichen Diskordanz; ein Teil der Funde zeigt auffallend starke chemische Verwitterung,	—26550 ± 800
W-85:	19,0—19,7 Fuß: Herd mit echtem Moustérien (Levalloiso-Moustérien), dieses erstmals mit C^{14} datiert: möglicherweise	> —32050 ± 2800
	- H. E. Suess (1954).	
W-283 W-284	Lake Edwards, Belg. Kongo: Molluskenschalen von der Ishango-Terrasse am N-Ufer aus einer Kulturschicht mit einem „einzigartigen Mesolithikum" mit Resten von Mensch, Säugern und Fischen, Spitzen und Harpunen aus Knochen, Mahl- und Reibsteinen; Hangendes: vulkanischer Tuff, aus klimatologischen Erwägungen in die europäische Schlußvereisung gestellt.	
W-283:	Molluskenschalen aus der Kulturschicht	—19050 ± 500
W-284:	rezente Molluskenschalen vom heutigen Ufer	—1050 ± 200
	daher W-283 höchstens	—16050
	Sci. **123** (1956) S. 448.	
C-924-927	Cave of the Hearths, Potgietersrus, Südafrika, I-IV: „Middle Stone Age" I-IV	—9650 ± 700
	- Sci. **120** (1955) S. 741.	bis —14861 ± 960
L-134	Jüngeres Capsien von El Mekta bei Capsa in Tunesien: Holzkohle aus einem großen Muschelhaufen). Das Capsien ist schätzungsweise nicht älter als 10000 ± 1000 Jahre. - Sci. **116** (1952) S. 409 f.	—6450 ± 400
L-133 B	Jüngeres Capsien bei Dra-Mta-el Ma el Abiod in Tunesien (Holzkohle aus dem untersten Teil einer solchen Kulturschicht. - Sci. **116** (1952) S. 409 f.	—5050 ± 400
L-135	Typisches Neolithikum mit Capsien-Tradition im Abri des Jaatcha bei Metlaoui in Süd-Tunesien. - Sci. **116** (1952) S. 409 f.	—3050 ± 150
C-911	Buschmann-Malereien in der Philipp Cave bei Ameib im SO der Erongo-Berge bei Windhoek: Holzkohle aus der Kulturschicht mit Ocker für die Höhlen-Fresken. - Sci. **120** (1954) S. 742.	—1418 ± 200
C-917	Zimbabwe, Südafrika: Holz vom „Tempel"; die Datierungen der Archäologen schwanken zwischen 9. und 15. Jahrhundert. C-613 aus dem Jahre 1952 ergab +589 ± 120, C-917: +456 ± 305 mit einer anderen Holzprobe, das Mittel beider Datierungen ist	+574 ± 107
	- Sci. **120** (1954) 742.	

4a Nordamerika

Houston b — Lewisville, Denton Co., Texas: erster Fund eines Lagerplatzes der Clovis- oder Llano-Kultur (Elefanten-Jäger) mit etwa 14 Herden (kreisrunde Herdgruben, Tiefe bis 0,46 m, Durchmesser 1,2—3 m, mit Holzkohle) und Resten von Elefant, Bison taylori, Wildpferd, Kamel, Riesengürteltier, ausgestorb. Antilope, Bär, ferner Hirschen, Wolf, Coyote, Dachs, Waschbär, Skunks, Kaninchen, Präriehund, Waldratte, Feldmäusen, Vögeln, Eierschalen, Schnecken, Süßwasser-Muscheln, Schildkröten, Gras-Schlange, vielen verkohlten Zürgelbaum- *(Celtis spec.)* Samen, einer steinernen Clovis-Speerspitze (die hier erstmals mit C^{14} datiert wurde). Bisher ist dieses wohl der älteste prähistorische Fundplatz der Neuen Welt, der sicher datiert werden konnte; er wurde bei einem Dammbau in ca. 7,6 m Tiefe entdeckt und planmäßig von Fachleuten ausgegraben. (Dallas Archaeolog. Society). - A. D. Krieger (1956), H. Gross (1956), Sci. **124** (1956) S. 396, 397. >-35050

Michigan-Labor.: Sandía-Kultur in der Sandía-Höhle in Neu-Mexiko: 2 Holzkohleproben 1948 für die C^{14}-Datierung zur Verfügung gestellt, ergaben ein C^{14}-Alter von mehr als 17000 bzw. 20000 Jahren; diese Zahlen wurden nicht in Amerika veröffentlicht, da sie bei dem damaligen Stand der Methodik nicht zuverlässig genug erschienen. F. C. Hibben teilte dem Verf. 1951 mündlich als Mittel beider Daten ca. 19000 vor heute mit (H. Gross 1952). Weil keine weiteren Holzkohleproben vorhanden waren, wurden Elfenbeinstücke *(Elephas* oder *Mastodon)* von der Jagdbeute der Sandía-Jäger datiert: >-33050
F. C. Hibben (1955), H. R. Crane (1955).

Für dieses hohe Alter spricht auch die Stratigraphie (Lage der Sandía-Kulturschicht unter einer bis 60 cm mächtigen Höhlenlehmschicht, von F. C. Hibben als Ocker bezeichnet. H. Gross 1956).

L- — Zwergelefanten-Jägerlager auf der Santa Rosa-Insel vor der kalifornischen Küste S von Santa Barbara: Herd an einer Fundstelle, >-35000
bei Survey Point, -27700 ± 2500
desgl. im Tecolote Canyon -13850 ± 200
- A. D. Krieger (1956).

C-914 — Tule Springs in Nevada: Kameljägerlager in der Wüste mit Resten von Mammut, *Camelops, Bison* sp., 1 Hirschart, 2 Wildpferdarten; Kulturschicht bedeckt gewesen von 4—6 m mächtigen Sedimenten eines pluvialen Sees: >-21850
Sci. **119** (1954) nr. 3083; Amer. Antiquity **21** (1955) S. 202.

W-142 — La Jolla, Kalifornien: 13 Fuß unter der Oberfläche eines Abfallhaufens mit Holzkohle. - Sci. **121** (1955) S. 487. -19550 ± 700

L-245	Fishbone cave (Fischgrätenhöhle) 250 Fuß über dem Boden des ausgetrockneten Lake Winnemucca, der ein Teil des pluvialen Lake Lahontan war; Kulturschicht mit Holz, Korbwerk, Netzwerk, Holzgeräten und Knochen von Wildpferd, Kamel, und Mensch in den tieferen Höhlenschichten; Wohnplatz vom Menschen angeblich ganz kurz nach dem Sinken des Wassers aus dem Niveau des Höhlenbodens. - Sci. **124** (1956) S. 163. A. D. KRIEGER (1956).	—9250 ± 250
C-611	Danger Cave III: bei Wendover in Utah, Boden vom Ufersand des ehem. Lake Stansbury gebildet; Holzkohle aus der untersten Schicht des 15 Fuß mächtigen Abfalls: W. F. LIBBY (1952 b).	—7839 ± 630
M-	Danger Cave, Tooele Co., Utah: viele Korbfragmente, mehrere hundert flache Mahlsteine, zahlreiche verschiedenartige Flintgeräte wie im NW der U.S.A., Reibsteine. - H. R. CRANE (1956).	—7000
M-130	Graham-Höhle, Montgomery Co., Missouri: Herdstelle auf dem ursprünglichen Höhlenboden mit verschieden geformten steinernen Wurfgeschoß-Spitzen (auch mit Kerben am Grunde bzw. an den Seiten), Schabern, Klingen, Mahl- und Reibsteinen. - H. R. CRANE (1956).	—7750 ± 500
L-	Folsom-Jägerlager bei Lubbock in Texas: Süßwasserschnecken-Gehäuse aus der Mitte der Kulturschicht (verkohlte *Bison*-Knochen aus der untersten Schicht lieferten das C^{14}-Datum —7933 ± 350). - A. D. KRIEGER (1956).	—7350 ± 200
C-827	Wohnplatz von Lind Coulee, Washington. - Sci. **120** (1954).	—6750 ± 400
M-388 M-411	Midland, Texas: Hinterlassenschaften mehrer Paläoindianer-Kulturen. - F. WENDORF & Mitarb. (1955), H. R. CRANE (1956).	
	M-388: Knochen aus dem „weißen Sand" (mit Resten von Wildpferd, Kamel, ausgestorbener Antilopenart, Mammut u. a.) unter der Fundschicht von Paläoindianer-Resten	—6720 ± 600
	M-411: konzentrierter Kohlenstoff, im Laboratorium gewonnen aus Tierknochen der „grauen Sandschicht", mit den Menschenresten dieser Schicht für gleichalterig gehalten.	—5150 ± 1000
	Beide Daten dürften viel zu jung sein, da der „graue Sand" diskordant von einer Schicht mit Folsom-Artefakten überlagert wird und durch die C^{14}-Bestimmung von Süßwasserschnecken aus dem „weißen Sand" für diesen das C^{14}-Datum von einem anderen Laboratorium (L) ermittelt worden ist. (A. D. KRIEGER, Austin, Texas, briefl. Mitteil. vom 20. 4. 56); das letztere Datum erscheint auch deswegen zuverlässiger, weil es nicht mit Hilfe von Knochen ermittelt worden ist.	—10550 ± 1200
L-	Paläoindianer-Abfallhaufen unter 3,6 m Alluvium auf der Steilküste der Santa Rosa-Insel vor der kalifornischen Küste S von Santa Barbara. - A. D. Krieger (1956).	—4870 ± 160

C-795	Horner-Wohnplatz im Park Co., Wyoming mit Resten von 180 erbeuteten Bisonten und Scottsbluff- sowie Eden-Spitzen. - Sci. **119** (1954) S. 139.	−4970 ± 500
C-794	Paläoindianer-Jägerlager bei Pt. Peninsula am Red Lake im Jefferson C., N.Y. - W. F. Libby (1954).	−2450 ± 260
C-792	Denbigh Flint I: Iyatayet-Wohnplatz in Alaska, Kulturschicht in 2—2,13 m Tiefe	−1559 ± 230
C-793	Desgl., Flint II, 15 m von C-792 entfernt in 1,4 m Tiefe. - Sci. **119** (1954).	−2708 ± 220
M-320	Kupfergrube der Paläoindianer im Minong-Erzgebiet, Isle	−1050 ± 350
M-371 e	Royale, Keewenaw Co., Michigan. - H. R. Crane (1956)	−1850 ± 500
C-942	Toepfer Mound II: Holzkohle 1,37 m über der Basis eines Adena-mounds in Columbus, Ohio. - Sci. **120** (1955) 737.	−830 ± 410
C-759 C-760	Kentucky Adena I: Adena mound in Dover,	
C-759:	Mason Co.	−700 ± 170
C-760:	Kentucky Adena II: Fundort von C-759, aber von anderer Stelle. - W. F. Libby (1954)	−219 ± 175
M-19	Drake mound (Fa. 11), Fayette Co., Kentucky: kupferne Brustplatte eines Grabes der Adena-Kultur. - H. R. Crane (1956).	−250 ± 250
L-113	Maya-Datum 9.15.10.00 des Maya-Kalenders (= 30. 6. 741 n. Chr. nach Goodman-Thompson, = 30. 8. 481 n. Chr. nach Spinden) auf einem Türrahmenstück aus ca. 30 Jahre altem Holz vom Bauwerk 10 in Tikal, Guatemala. - Sci. **114** (1951) S. 565 f. Das C^{14}-Datum spricht für die Korrelation von Spinden.	+480 ± 200
C-948, 949	Wie L-113, aber von einem anderen Türrahmen mit dem gleichen Maya-Datum; 2 Proben wurden je 6 Wochen gemessen, um die Grenze der Empfindlichkeit der C^{14}-Methode zu ermitteln. - Sci. **120** (1955). C-948	+469 ± 120
	C-949	+433 ± 170
	Mittel	+451 ± 110

4b. Südamerika

Y-42 bis 44	Saladero-Kultur in Venezuela: Proben aus einem kleinen Abfallhaufen unter einer Kulturschicht der Barrancas-Kultur; unerwartet frühes Datum für die älteste Keramik und den ältesten Pflanzenbau in diesem Gebiet. - Sci. **122** (1955)	−930 ± 130
	bis	−620 ± 130

5. Australien und Ozeanien

M-341	Kulturschicht in 60 bis 75 cm Tiefe (die unterste in 120 cm Tiefe) an der W-Küste von Neu-Kaledonien. H. R. Crane (1956).	−850 ± 350
C-721	Blue Site, Tinian-Insel, Marianen: Tridacna- (Riesenmuschel-)Schale aus 0,5 m Tiefe, in der Kulturschicht ein Menschen-Skelett mit Befund für Frambösie, eine tropische der Syphilis ähnliche auch durch eine Spirochäte erregte Infektionskrankheit. Das C^{14}-Datum ist	

für die Erforschung des Ursprungs der durch Spirochäten hervorgerufenen Krankheiten wichtig. - W. F. Libby (1952 b). +852±145

Y-204 Wairau, Neu-Seeland: Holzkohle von einem Herd (earth oven) der vormaorizeitlichen Moa-Jägerkultur; nach R. Duff erfolgte die Dezimierung der Moas vor der Ankunft der „Großen Flotte" 1350 n. Chr. Die C^{14}-Daten vom Pyramid Valley (besonders Y-129 A, 670 Jahre vor heute) zeigen, daß die Moas bis nach der Zeit des Wairau-Wohnplatzes und bis fast 670 Jahre vor heute lebten. - Sci. **122** (1955) S. 960. +1010±110 +1280

M-374 Vunda auf der Insel Viti Levu, Provinz Lautoka, Fidschi: nach der Überlieferung Platz der ersten Besiedlung (Holzkohle aus 60—75 cm Tiefe). - H. R. Crane (1956). +1250±300

III. Spätquartäre Terrassen und Niveauänderungen

1. Europa

L-246 Massaciuccoli-See in der Bassa Versilia zwischen Pisa und Viareggio: zusammengepreßtes von *Pholas* durchlöchertes Torfstück aus marinen (Küsten-)Sanden mit *Purpura haemastoma* subspec. *consul* und *Vitis* aus 12 bis 26 m Tiefe in Torre del Lago; der Torf enthält Reste eines Waldes, in dem *Pinus* über *Abies, Picea* und *Betula* dominierte, der höchsten Waldformation der heutigen (Süd-)Alpen. Nach A. C. Blanc vermutlich Epi-Würm II oder Epi-Würm III. - Sci. **124** (1956) S. 161. —16400±400

Y-249 Seltjörn, Island: Gyttja vom Boden eines Moorprofils bei Reykjavik im Niveau des Niedrigwassers; datiert das Ende der isostatischen Landhebung. - Sci. **122** (1955) S. 960. —7080±280

Hl. de Vries & G. W. Barendsen (1954) haben ca. 40 Proben (Torf- und Molluskenschalen) mit C^{14} datiert und, wo möglich, gleichzeitig pollenanalytisch untersuchen lassen, um die relative Senkung der Küste Nord-Hollands zu untersuchen. Die Kurve, die sie auf Grund der Ergebnisse ihrer Untersuchungen gezeichnet haben, zeigt, daß ca. 7000 Jahre vor heute die Niveauänderung ca. 35 cm im Jahrhundert beträgt, während sie heute nur ca. 10 cm im Jahrhundert erreicht (vergl. L. M. J. U. van Straaten in Geol. en Mijnbouw, N.S., **16**, 1954, S. 247). 4 Torfproben aus der Zeit zwischen 7000 und 8000 vor heute stammen aus 16—17 m Tiefe, die jüngste (ca. 500 Jahre alte) Torfprobe aus 1,5 m Tiefe. Bisher ergaben die C^{14}-Messungen keine Beweise für einen höheren Stand des Meeresspiegels zur Zeit des postglazialen Klimaoptimums. Vergl. auch H. E. Suess (1956 b S. 546).

2. Amerika

a. Grönland:

W-72, 74, 75: Schalen von *Mya arctica* aus gehobenen marinen Ablagerungen an der N-Küste von Saunders Island vor NW-Grönland:

W-75: 4,6 m über der heutigen Küstenlinie >—30050
W-74: 15,25 m über der heutigen Küstenlinie >—30050
W-72: 24,4 m über der heutigen Küstenlinie — 6620±200

H. E. Suess (1954).

W-48 Wal unter 2,6 m mächtigem Dauerfrostboden begraben, 13,3 m über der heutigen und 21,2 m unter der höchsten Küstenlinie im Thule-Gebiet in NW-Grönland. - H. E. Suess (1954). —6550 ± 200

b. Kalifornien:

L-114 A: Unterste Terrasse (75 Fuß = 22,9 m über der heutigen Küstenlinie) in S-Kalifornien. - J. L. Kulp (1952). >—28050

c. Mississippi-Delta:

L-125 J: Vermutlich tiefster Meeresspiegelstand in der Wisconsin-Eiszeit mindestens 273 Fuß (=83,21 m) unter dem heutigen Meeresspiegel: Bohrprobe aus dieser Tiefe mit Holz eines Baumstumpfes, der offenbar auf einer verwitterten Oberfläche in der Zeit vor Haupt-Wisconsin wuchs. - Sci. **124** (1956) S. 161. >—37050

L-125 G: Molluskenschalen aus 73 Fuß (=22,25 m) Tiefe. - J. L. Kulp (1952). —7050 ± 200

L-125 A: Holz aus 25 Fuß (=7,62 m) Tiefe. - J. L. Kulp (1952). —950 ± 300

L-175 A-G: Nach den C^{14}-Daten lag der Meeresspiegel beim Mississippi-Delta vor ca. 10000 Jahren ca. 100 Fuß (=30,48 m) tiefer als heute; das heutige Meeresniveau wurde vor ca. 5300 Jahren erreicht; auch andere geologische Befunde sprechen dafür, daß der Meeresspiegel in den letzten 5000 Jahren konstant geblieben ist. - Sci. **124** (1956) S. 158.

d. Florida

L-141 A Unterste Schicht von Everglades-Torf (mit einer Süßwasser-Schneckenart) auf Felsboden in 1,68 — 1,83 m Tiefe. (Vorher lag dieses Gebiet unter Wasser). - J. L. Kulp (1952), J. L. Kulp & Mitarb. (1952). —2950 ± 200

L-162 C
L-162 E Mangrove-Torfproben aus S-Florida von der Mündung des Shark River (SW-Küste) aus 15 Fuß (4,6 m) mächtigem autochthonem Torf, der bei Hochflut wasserbedeckt ist; er liegt auf ertrunkenem Felsboden. Mangroven wachsen nur in wenigen Fuß Wassertiefe, daher beweist dieser Torf eine schnelle Senkung des Landes und zusammen mit dem Stillstand oder der Hebung an der SO-Küste eine Kippung der Florida-Halbinsel und der submarinen Plateaus. Tropische Torfe können in einer Periode relativer Senkung sehr rasch wachsen (2,54 cm in 20 Jahren!)

Torf in 89—127 cm Tiefe +450 ± 350
Torf in 213—239 cm Tiefe +250 ± 400

- Sci. **124** (1956) S. 159.

e. Bermuda

L-111 A Ausgebaggerter subfossiler Zedernstamm aus dem weit verbreiteten untermeerischen Zedernwald von Greater Bermuda, jetzt unter 3—9 m Wasser und 3—6 m Schlamm (Sci. **114**, 1951, S. 567; J. L. Kulp 1952 gibt aber an: in 70—90 Fuß Tiefe=21,34—27,43 m); wahr-

scheinlich ertrank dieser Wald, als der Ozeanspiegel gegen Ende der Wisconsin-Eiszeit anstieg. Synchron mit dem Two-Creeks-Interstadial. —9550 ± 700

L-111 B Wie L-111 A aus dem Hafeneingang von St. George's Harbor ausgebaggerter Torf, aber aus einem Niveau über dem Zedernwald von L-111 A. Langsamer Anstieg des Meeresspiegels. - Sci. **114** (1951) S. 565 f. —4950 ± 150

f. Labrador

Terrassen im Melville-Seegebiet: Baumstämme aus 25 bis 30 Fuß (=7,62—9,14 m) über dem Meere im Steilufer beim Crooked River auf und in Ton bzw. Sand ohne marine Mollusken, im Mittel 1914 ± 127 Jahre alt; also in 100 Jahren ca. 1,25 Fuß (=38 cm) Landhebung (im Gebiet der Hudson-Bai aber 3 Fuß = 91 cm). - W. Blake (1955). +36 ± 127

g. Ablauf des Meeresspiegelanstiegs im Postglazial:

Um ihn zu ermitteln, haben F. P. Shepard & H. E. Suess (1956) die auf das heutige Meeresniveau bezogenen C^{14}-Daten von Holz und Molluskenschalen benutzt, die mutmaßlich im wesentlichen im gleichzeitigen Niveau des Meeresspiegels abgelagert worden sind; Sedimentsackung und Senkung aus anderen Gründen wurden nicht berücksichtigt. Außer in Holland (s. III 1) sind solche Untersuchungen am Golf von Mexiko ausgeführt worden. Mit Ausnahme mehrerer L-Daten ergaben sich annähernd gleiche Beträge für den Anstieg des Meeresspiegels im Jahrhundert an den verschiedenen Orten. Daraus folgern die Autoren, daß eher ein eustatisches Steigen des Meeresspiegels infolge des Schmelzens der letzten Inlandeisreste anzunehmen ist als Sackung oder tektonische Bewegungen; es sind aber noch viel mehr Messungen an viel mehr Orten notwendig, um festzustellen, ob und wo die Eustasie durch Tektonik oder Sackung modifiziert ist. Möglicherweise ist vor 7000 oder 8000 Jahren (vielleicht infolge des Cochrane-Halts) das Niveau des Meeresspiegels zeitweilig unverändert geblieben; für die Zeiten vor 10000 Jahren ist das Bild recht unklar. Auch die Proben von der Küste des Golfs von Mexiko gaben für das Klimaoptimum keine Andeutung eines höheren Standes des Meeresspiegels als heute; von 10000 v. Chr. an stieg er ziemlich gleichmäßig aus ca. 35 m Tiefe an. Vergl. auch H. E. Suess (1956 b S. 546).

3. Australien und Ozeanien

W-95 Baumstumpf vom Yarra River *(Eucalyptus rostrata)* ausgegraben 63 Fuß (=19,20 m) unter der heutigen Niedrigwasser-Marke; der Meeresspiegel muß mindestens 3 m unter diesem Niveau gelegen haben, als der Baum wuchs. - Sci. **120** (1954) S. 468. —6830 ± 200

W-169 Keilor-Terrasse, Victoria: Holzkohle zur Datierung des Keilor-Schädels (der für den ältesten *Homo sapiens* gehalten worden ist). An der Fundstelle dieses Schädels ist keine Holzkohle angetroffen worden, es ist aber kein Grund für die Annahme vorhanden, daß der Schädel wesentlich älter als die datierten Herde ist. - Sci. **121** (1955) S. 488. —6550 ± 250

C-669 Chalan Piao-Wohnplatz, Saipan-Insel: Austerschale aus 46 cm Tiefe ca. 1/2 Meile landeinwärts, mit Tonscherben (!); nach ihrer Ablagerung ca. 183 cm eustatische Senkung des Meeresspiegels. - W. F. Libby (1952 b). —1529 ± 200

L-258 A: Das Raroia-Atoll im S-Pazifik erreichte ungefähr die heutige Form und Ausdehnung vor 2680 ± 90 Jahren; danach 15—20 cm Hebung oder eustatische Senkung des Meeresspiegels (Beginn beträchtlicher Erosion des Riffrandes und Entstehung von Inseln durch Ablagerung des groben Korallensandes vor ca. 2000 Jahren). Maximalalter der Hauptinsel 900 ± 130 Jahre. -

L-258 B: Sci. **124** (1956) S. 162. +1050 ± 130

4. Tiefsee-Zirkulation

Die Messung ihrer Geschwindigkeit ist nur mit Hilfe der C^{14}-Bestimmung möglich; für jede Messung sind 200 Gallonen (=ca. 760 l) Meerwasser notwendig. Die Untersuchungen haben ergeben, daß das Meerwasser, das im Polargebiet auf den Meeresboden sinkt und am Boden zum Äquator fließt, in ca. 1500 Jahren die Breite von Neufundland erreicht. Diese Langsamkeit der Zirkulation spricht gegen eine Wärmezufuhr von der Felsmasse unter dem Ozean und damit für das Fehlen von Granit am Meeresboden (J. L. Kulp 1952). Das Ozean-Tiefenwasser ist merklich ärmer an C^{14} als das Oberflächenwasser (J. L. Kulp & Mitarb. 1952 S. 413).

Es scheint, daß längs den Küsten mit nahen tiefen Trögen (z. B. Japan, Aleuten, Kalifornien, Peru) das Aufsteigen „alten" Wassers aus der Tiefsee den C^{14}-Gehalt des Karbonats erheblich herunterdrückt, so daß Schalen von lebenden Konchylien ein scheinbares Alter von 1000—3000 Jahren haben. An einer mitten im Ozean liegenden Insel oder an einer Küste mit breitem Festlandschelf wie an der atlantischen ist diese Erscheinung nicht beobachtet worden. (J. L. Kulp 1952, J. L. Kulp & Mitarb. 1952 S. 413).

IV. C- UND O-ISOTOPEN-CHRONOLOGIEN DER LETZTEN EISZEIT

1. C^{14}-Chronologie der Wisconsin-Eiszeit

Charles B. Hunt (1955) hat bemängelt, daß die bisher veröffentlichten C^{14}-Daten planlos gesammelt worden sind (was bei der Einführung dieser großartigen Methode nur zu natürlich war) und mit der spätquartären Stratigraphie öfters in Widerspruch stehen, so daß nicht weniger als 4 C^{14}-Chronologien für die Wisconsin-Eiszeit zur Auswahl zur Verfügung stehen. Ein halbes Jahr vorher hatten aber R. F. Flint & M. Rubin (1955) über ihre Auswertung von fast 50 C^{14}-Daten planmäßig für eine solche Chronologie gesammelter Proben (zum großen Teil Holzproben, die im Gegensatz zu Europa in den vereist gewesenen Gebieten Nordamerikas so häufig zu finden sind) ausführlich berichtet; diese C^{14}-Daten sind in Washington mit Verwendung von Azetylen nach dem Verfahren von H. E. Suess (1954a) ermittelt, das die Reichweite der C^{14}-Methode von 3 Halbwertszeiten (bei Verwendung von festem Kohlenstoff nach W. F. Libby) auf mehr als 6 (d. h. auf mehr als 33000 Jahre) erhöht hat.

Der wichtigste Leithorizont für die C^{14}-Chronologie der Wisconsin-Eiszeit ist das Two Creeks-Interstadial, für das 5 mit festem C ermittelte C^{14}-Daten aus Chicago von 1951 (Mittel: 11404 ± 350), 2 mit C_2H_2 gemessene Daten aus Washington von 1955 (Mittel: 11370 ± 100) und das C^{14}-Datum Y-227 von 1955 (11130 ± 350) vorliegen (Jahre vor heute). Diese mit mehreren Proben von Holz und Torf aus einer geringmächtigen Waldtorfschicht zwischen 2 minerogenen Ablagerungen ermittelten so gut übereinstimmenden C^{14}-Daten müssen im Gegensatz zu den Skeptikern, die sie wie Ch. B. Hunt (1955) für zu jung halten, als unbedingt zuverlässig betrachtet werden.

R. F. Flint & M. Rubin (1955) werteten 16 Daten einer jungen Gruppe von 11952 bis 16720 Jahren vor heute, 17 Daten einer mittleren Gruppe von 18050 bis 27500 vor heute und 16 Daten einer alten Gruppe >31000 bis >40000 Jahre vor heute aus. Sie gelangten zu folgenden Ergebnissen: eine größere Wisconsin-Vereisung des östlichen

und mittleren Nordamerika begann vor mindestens 25000 Jahren, erreichte ihr Maximum ca. 20000 bis 18000 Jahre vor heute und zog sich mit Oszillationen zwischen 13000 und 12000 vor heute endgültig zurück.

Die meisten C^{14}-Daten der alten Gruppe gelten vermutlich für eine frühe Wisconsin-Vereisung (Altwisconsin), die älter ist, als von der Wisconsin-Eiszeit in Illinois bisher bekannt war, und die von der jüngeren Wisconsin-Eiszeit (Haupt-Wisconsin) durch einen längeren Zeitraum mit milderem Klima getrennt war. Denn das C^{14}-Datum W-188 (23000 ± 800 Jahre vor heute) ist für einen Inlandeis-Vorstoß ermittelt worden, der bei Sidney, Shelby Co. in Ohio, einen Fichtenwald auf einem Boden überfuhr, der nach seinem Verwitterungsgrad n i c h t mit dem im Sangamon-Interglazial entstandenen Gumbotil auf Illinoian-Grundmoräne vergleichbar ist, also als interstadial aufgefaßt werden muß; die mindestens 9 m mächtige ältere Wisconsin-Moräne ist 122 cm tief ganz und 183 cm tief teilweise entkalkt. Dieser begrabene fossile interstadiale Waldboden ist wahrscheinlich gleichalterig mit dem begrabenen fossilen Boden der Fox-Serie auf Kieslagern im ganzen südlichen und mittleren Ohio; diese Kieslager dürften von der älteren Wisconsin-Vereisung abgelagert worden sein. Die bei Sidney vorherrschende zu Tage liegende Grundmoräne ist vermutlich kurz vor der Bildung der Wabash-Moräne (C^{14}-Datum: 14300 ± 450 vor heute) abgelagert, also ca. 14000 Jahre alt, und hat eine Verwitterungsrinde von ca. 109 cm; auf der 10000 Jahre alten Mankato- (richtiger: Valders-) Grundmoräne ist die Verwitterungsrinde 76 cm mächtig. Aus den genannten Zahlen läßt sich für den begrabenen fossilen Boden von Sidney, also für das Interstadial zwischen Alt- und Haupt-Wisconsin ein Alter von ca. 16000 Jahren roh berechnen (R. F. Flint & M. Rubin 1955). Nach der Dauer und Zeitstellung entspricht dieses Sidney-Interstadial von Nordamerika dem Göttweiger Interstadial in Europa (H. Gross 1956); die Haupt-Wisconsin-Eiszeit begann vor mindestens 25000 Jahren mit der Ablagerung des Farmdale-Löß.

Die folgende Liste ist nur eine kleine Auswahl von C^{14}-Daten aus der Wisconsin-Eiszeit.

W-139	Independence, Iowa: Torf und Schluff unter Iowan-Grundmoräne und Ton, jünger als Illinoian. - R. F. Flint & M. Rubin (1955).	>—36050
W-100	Port Talbot, Ontario: in der Steilküste des Erie-Sees, von 30,5 m Grundmoräne (zweischichtig) bedeckt, Gyttja nahe der Basis der unteren Grundmoräne von Plum Point (W-177), stammt aus einer Waldzeit mit vorherrschender Bankskiefer und Fichte (wohl Sidney-Interstadial). - Sci. **120** (1954) S. 471.	>—30050
W-121	Toronto Subway, Ontario: zwischen 2 Grundmoränen Torf mit viel Pollen von *Pinus* und *Betula*, dazu reichlich *Picea* und *Abies* (Klima wie das heutige in Toronto), also wohl Sidney-Interstadial. - R. F. Flint & M. Rubin (1955).	>—28050

Weitere C^{14}-Daten der gleichen interstadialen Waldzeit in Alaska, Canada und U.S.A. sind nach H. E. Suess (1956a S. 355) z. B. W-157, 189, 76, 77, 174 u. a.

W-177	Plum Point, Ontario: am N-Ufer des Erie-Sees Aufschluß mit 2 Grundmoränen (obere: Cary), getrennt durch ein paar Fuß Seeton; 3,66 m unter der Oberkante der unteren Grundmoräne Lärchen-Holzstücke. - R. F. Flint & M. Rubin (1955).	—25550 ± 1200

Mit der Ablagerung des Farmdale-Löß vor mindestens 25000 Jahren begann in den U.S.A. die Haupt-Wisconsin-Vereisung.

W-69 Farmdale-Löß bei Farm Creek, Illinois: Holz in 0,90 bis 1,22 m Tiefe. - Sci. **120** (1954) S. 470. —23150 ± 800

W-68 Farmdale-Löß wie W-69, obere Schicht. - Ibidem. —20950 ± 900

W-71 Cleveland, Ohio: am S-Ufer des Erie-Sees Bänderton unter 2 m Grundmoräne auf Farmdale-Löß. - Sci. **120** (1954) S. 469. —22650 ± 800

W-141 Hancock, Iowa: oberste Schicht von 8,5 m Löß mit schwacher Bodenbildung auf Loveland-Löß (ebenso alt wie der Farmdale-Löß in Illinois). - R. F. Flint & M. Rubin (1955). —22550 ± 800

Zwischen der Ablagerung des Farmdale- und des Iowa-Löß ist kein langer Zeitraum nachweisbar (R. F. Flint & M. Rubin 1955).

W-37 Camden-Moräne 6 Meilen S von Dayton, Ohio: Holz unter fast 5 m Cary-Moräne. - Sci. **120** (1954) S. 469. —18750 ± 600

W-187 Farmdale Dam, Illinois: unterste Schicht der Tazewell-Grundmoräne. - R. F. Flint & M. Rubin (1955). —17250 ± 700

Iowan und Tazewell sind nahezu synchron, zwischen Tazewell und Cary in Illinois nur ein kurzes Intervall. Letzter Cary-Vorstoß in der Zeit zwischen 12000 und 10000 v. Chr. (R. F. Flint & M. Rubin 1955).

Eine Reihe von C^{14}-Daten zur Ermittlung der Zeitstellung der Mankato-Grundmoräne in Minnesota haben H. E. Wright, Jr., & M. Rubin (1956) veröffentlicht. Aus ihnen geht folgendes hervor: das Gebiet von Chicago Co., Isanti Co. und Minneapolis ist im Two Creeks-Interstadial bereits eisfrei gewesen (C^{14}-Daten: W-454: —9840 ± 200, W-466: —9880 ± 200, W-354: —10080 ± 200, W-389: 10750 ± 250). Der Eisstausee Lake Agassiz begann sich noch etwas früher zu bilden (C^{14}-Daten: Y-165: —11280 ± 600, C-497: —9333 ± 700); nach bisheriger Annahme sollte dieser Eisstausee erst beim Rückzug des Mankato-Eises entstanden sein, aber nach allen oben genannten C^{14}-Daten handelt es sich um das Inlandeis der Cary-Phase; auch die Grundmoräne, auf der die Stadt Mankato steht, ist vom Cary-Eis abgelagert. Daher empfehlen H. E. Wright, Jr. (1955) und H. E. Wright & M. Rubin (1956) die Schlußphase der Wisconsin-Vereisung Valders-Phase zu nennen.

C-596 Skunk River, Iowa: Holz aus dem untersten Teil der bis 9 m mächtigen Valders-Grundmoräne. - W. F. Libby (1952a). —10002 ± 500

L-221 D: Fraser Valley, British Columbia: Eisvorstoß im unteren
L-221 E: Fraser-Tal: Schlußvereisung (Valders-Phase). - Sci. **124** (1956) S. 157. —9550 ± 1100 —9050 ± 900

M-287: Bowmanville: Niedrigwasser-Phase des Michigan-Sees. - J. H. Zumberge & J. E. Potzger (1955). —9250 ± 600

C-800 Valders-Grundmoräne bei Appleton, Wisconsin: Picea-Holz 4,3 m unter der Ebene des Eisstausees Lake Oshkosh, der vor der Front des weichenden Valders-Eises entstanden ist. - Sci. **119** (1954) S. 139. —8906 ± 410

C-630 Treibholz des Eisstausees Lake Oshkosh aus 3 m Tiefe einer 7,6 m mächtigen Bändertonschicht bei Kimberley, Wisconsin. - W. F. Libby (1952 b). —8726 ± 750

Y-222 Cochrane-Phase: Torf aus 3,3 m Tiefe eines Moors auf Grundmoräne der letzten Vereisung im Cochrane-Gebiet bei Dugwal, Ontario. - Sci. **122** (1955) S. 957. —4780 ± 350

W-136 Cochrane II: Waldtorf auf Bänderton in Ontario
W-176 Probe aus ca. 1,00 m Tiefe —4430 ± 350
Probe aus ca. 0,60 m Tiefe —3350 ± 300
- Sci. **121** (1955) S. 485.

Die Cochrane-Phase wurde früher allgemein mit dem viel älteren Salpausselkä-Stadium parallelisiert.

H. E. Suess (1956) gibt für die Maxima der Haupt-Wisconsin-Stadien auf Grund seiner C^{14}-Daten folgende Zeitstellungen (Jahre vor heute) an:

Cochrane	6500—7500	(W-136, W-145)
Mankato (Valders)	10000—11000	(W 42, W-83 W-49)
Cary	13500—14500	(W-198, W-33)
Tazewell	17000—18000	(W-187, W-165, W-91).

Bekanntlich gibt es sehr tiefe Seen, in deren Sedimenten der Klimawandel des letzten Teils (oder gar des ganzen) Pleistozäns registriert sein muß; mit Pollenanalyse und C^{14}-Bestimmung muß es hier möglich sein, wenigstens für die letzte Eiszeit eine C^{14}-Chronologie aufzustellen. Das haben K. H. Clisby & P. B. Sears (1956) im westlichen Teil des Staates Neu-Mexiko in dem ehemaligen San Augustin-See versucht, der im späten Pleistozän eine Wasserfläche von 255 engl. Quadratmeilen hatte und jetzt durch kalkhaltige Sande und schluffige Tone völlig ausgefüllt ist; diese Sedimente sind über 365 m mächtig. Von einem 196,6 m langen Bohrprofil wurden bisher 137 m pollenanalytisch untersucht und leider nur 2Horizonte (weil dazu geeignete Schichten in derartigen Sedimenten nur sehr selten zu finden sind) mit C^{14} in Houston (a) datiert: 5,8 m: —17750 ± 1600 und (weniger zuverlässig) 8,5 m: $-25050 \pm \frac{5000}{3200}$. Im Flächendiagramm der obersten 91 m sind in genügend dichtem Probenabstand in Prozenten der gesamten Pollensumme der *Picea*-Anteil (hier als Kälte-Indikator, weil dort *Picea* nur in der subalpinen Region vorkommt) und der Nichtbaum-Pollenanteil einer halbwüstenartigen Pflanzendecke, wie sie heute den alten Seeboden bedeckt, (als Ariditäts-Indikator) graphisch dargestellt. Die *Picea*-Pollenkurve ist mehrfach unterbrochen, ihre Ausschläge nehmen auffälligerweise von oben nach unten stark ab; sie zeigt von 1,5 bis 21,3 m eine letzte glaziale Kaltzeit, von 38—47 m eine zweite, aber von 47 m bis mindestens 137 m k e i n e glaziale Kaltzeit an. Unter der (sicher nicht völlig korrekten) Annahme konstanter Sedimentationsgeschwindigkeit ergeben sich (was die beiden Autoren aber nicht berechnet haben) mit Hilfe des C^{14}-Datums vom Horizont 5,8 m für die durch die *Picea*-Pollenkurve angezeigte letzte Kaltzeit (Wiscosin) folgende Daten: Ende: —3250, letztes Interstadial (Horizont 3,66 m): —10492, vorletztes (durch 2 kurze Kälteperioden unterbrochenes) Interstadial (Horizont 12,8—15,85 m): ca. —52000 bis —41600, Beginn der letzten glazialen Kaltzeit (Horizont 21,44 m): —72000. Man vergleiche diese Zahlen mit den in den folgenden Abschnitten auf Grund von Tiefsee-Bohrkernen angegebenen; wie diese können sie natürlich keinen Anspruch auf Genauigkeit erheben, vor allem nicht die erstgenannte, aber sie regen doch an, diese Untersuchungen in lakustrischen Sedimenten fortzusetzen, in denen mehr für die C^{14}-Datierung geeignete Schichten vorkommen.

2. C^{14}-Chronologie der Würm- (Weichsel-) Eiszeit

Hiermit befassen sich die C^{14}-Laboratorien von Groningen und Kopenhagen planmäßig.

Gro- Ende des Eem-Interglazials: Torfschicht mehrere Meter über den marinen Eem-Ablagerungen bei Amersfoort (Niederlande). >-50050

Früher wurde in einem Eem-Profil aus dem Nordost-Polder für das Klimaoptimum des Eem-Interglazials das C^{14}-Datum 43000 Jahre vor heute und für die Kaltzeit davor die Zeitstellung um 50000 vor heute ermittelt. Nach dem C^{14}-Datum für den Moustérien-Fundplatz aus dem Altwürm-Stadial bei Godarville in Belgien (siehe B II, 1) W-173 älter als 36000 Jahre vor heute ist das Amersfoorter C^{14}-Datum zuverlässiger; die abweichenden C^{14}-Daten vom Nordost-Polder sind noch unerklärlich, eine einfache Verunreinigung mit jüngerem Material liegt nicht vor. Jedenfalls kann das Eem-Interglazial noch nicht mit C^{14} datiert werden. - Prof. Dr. Hl. DE VRIES, Groningen (briefl. Mitteil. vom 12. 11. 56).

Gro-1222 Holzkohle aus dem Jüngeren Löß I unmittelbar unter der Göttweiger Verlehmungszone eines Löß-Profils bei Senftenberg (Nieder-Österreich), von Dr. F. BRANDTNER-Wien beschafft —46350 ± 2000
- Prof. Dr. Hl. DE VRIES-Groningen (briefl. Mitteil. vom 19. 2. 57.

Nach der vorläufigen Datierung des Göttweiger Interstadials in Groningen (ungefähr —40000 bis —26000) ist die Göttweiger Verlehmungszone entgegen der in den letzten Jahren erneut verfochtenen Auffassung jünger als das letzte Interglazial (Riß/Würm), also in einem Interstadial in der Vorrückungsphase der Würm-Eiszeit entstanden.

W-173 Godarville in Belgien (siehe B II, 1): Jüngerer Löß II jünger als —34050
und das Altwürm-Stadial (Jüngerer Löß I fehlt hier) >—34050

K- Das Herning-Profil in Jütland (K. JESSEN & V. MILTHERS 1928; P. WOLDSTEDT „Das Eiszeitalter" 1929 S. 183) mit 2 warmzeitlichen Schichten, die durch eine kaltzeitliche getrennt sind, wurde von den genannten Autoren und von fast allen Quartärforschern außer H. GAMS in das letzte Interglazial (Eem) gestellt. Pollenanalyse und C^{14}-Bestimmung haben aber ergeben, daß die jüngere Warmzeit (Pollenzonen 1, m und n von K. JESSEN) das große Würminterstadial mit temperiertem Waldsteppenklima ist (also das Göttweiger Interstadial). C^{14}-Datierung noch nicht abgeschlossen.
Die Veröffentlichung der endgültigen C^{14}-Daten wird in Science und in Danmarks Geologiske Undersøgelse erfolgen. - Sv. Th. ANDERSEN, Charlottenlund (briefl. Mitt. vom 28. 9. 56).

Gro-1260 Intramoränale Torfschicht in der Würm-Moräne im Karrestobel bei Baindt in Württemberg (H. GROSS 1956a S. 92), von A. PENCK (in PENCK & BRÜCKNER 1909 S. 422) in seine würmeiszeitliche Laufen-Schwankung gestellt, die er 1922 dem Riß/Würm-Interglazial zugewiesen hat —27950 ± 500
- Prof. Dr. Hl. DE VRIES (briefl. Mitteil. 12. 2. 57).

W-151	Erste Hälfte des Hauptwürm-Stadials: Périgordien	—22050 ± 1000
W-191	IV im Abri Pataud in Les Eyzies (siehe B II, 1)	—21650 ± 800
W-172	Älteste Dryaszeit (Pollenzone Ia FIRBAS) in Meiendorf (Holstein) mit Hamburger Stufe I aus der baumlosen Tundrenzeit. - Sci. **121** (1955) S. 487.	—13800 ± 800
W-93	Älteste Dryaszeit (Pollenzone Ia FIRBAS Endabschnitt) in Poggenwisch bei Ahrensburg (Holstein) mit Hamburger Stufe II aus baumloser Tundrenzeit. - H. E. SUESS (1954).	—13200 ± 350
Gro-468	Älteste Dryaszeit (Pollenzone Ia FIRBAS): Magdalénien Station an der Schussenquelle aus baumloser Tundrenzeit. - Prof. Dr. Hl. DE VRIES (briefl. Mitteil. 1955).	—12520 ± 385
H-106/89	Beginn des Bölling-Interstadials (zwischen Ältester und Älterer Dryaszeit) mit dem ersten Baumbirken-Vorstoß im ehemaligen Gaterslebener See, Kreis Aschersleben, Mitteldeutschland. - F. FIRBAS & Mitarb. (1955)	—10750 ± 320
H-77/54	Ende des Bölling-Interstadials von H-106/89. - F. FIRBAS & Mitarb. (1955).	—10350 ± 260
K-106	Alleröd-Interstadial von Ruds-Vedby auf Seeland: Pollendiagramm-Horizont IIa/IIb unmittelbar vor dem Optimum. - Johs. IVERSEN (1953).	—9930 ± 340
K-101 A, B,	C: Ende des Alleröd-Interstadials von K-106 und Beginn der Jüngeren Dryaszeit (Pollenzonengrenze II/III). - Johs. IVERSEN (1953). Durchschnitt Dieses C^{14}-Datum stimmt mit der warwengeochronologischen Datierung von DE GEER überein.	—8880 ± 200
W-81	=K-102 (—8550 ± 400): torfige Gyttja.	—9220 ± 180
W-82	=K-101 (—8940 ± 200): Holz.	—8310 ± 200
W-84	=W-82	—8560 ± 180
	Durchschnitt W-82—84 (etwas zu niedrig!). - Sci. **120** (1954) S. 472.	—8450 ± 160
K-111	Ende der Jüngeren Dryaszeit d. h. Ende der Letzten Eiszeit = Grenze Spätglazial/Postglazial (Pollenzonengrenze III/IV FIRBAS) im ehemaligen Böllingsee in Jütland. - Johs. IVERSEN (1953). Die Warwengeochronologie gibt dafür jetzt das abgerundete Datum —8000 an (E. H. DE GEER 1954).	—8350 ± 350

3. Kombinierte Kohlenstoff- und Sauerstoff-Isotopen-Chronologie des Pleistozäns

Die C^{14}-Chronologie der Würm- (Weichsel-) Eiszeit steht im Widerspruch zur Sonnenstrahlungskurve von M. MILANKOVITCH, deren Brauchbarkeit für die Gliederung und Chronologie (im absoluten Zeitmaß) von sehr vielen namhaften Quartärgeologen seit ihrer ersten Anwendung in der Quartärgeologie 1924 angezweifelt bzw. bestritten worden ist (M. SCHWARZBACH 1950, P. WOLDSTEDT 1929 u. 1954). Das ist natürlich für die Quartärgeologie sehr bedauerlich, da sie noch keinen anderen „Kalender" besitzt, der als zuverlässig angesehen werden kann. Man hat nun seit 1941 versucht, einen Radioaktivitäts-Kalender für das Pleistozän mit Hilfe von Tiefsee-Sedimenten auszuarbeiten, nachdem es schwedischen und amerikanischen Expeditionen gelungen ist, über 1000 Tiefsee-Bohrkerne, darunter mit Hilfe des Kolbenlots von KULLENBERG bis

20 m (!) lange Bohrkerne, aus dem Tiefseeboden auszustanzen; in ihnen muß je nach der Länge ein Teil oder die gesamte Länge des Pleistozäns mit seinem Klimawandel registriert sein, wofür schon der Wechsel „warmer" und „kalter" Foraminiferen-Gesellschaften in den Bohrkernen spricht. Die Untersuchungsmethoden sind von F. E. ZEUNER (1952 S. 336—341) kurz beschrieben worden.

Für die Datierungen (bis ca. 38000 Jahre vor heute) des obersten Teils möglichst homogener Bohrkerne, die keine Störung in der Sedimentation erkennen lassen, wird die C^{14}-Methode verwendet, wobei man den abgesiebten groben Anteil (mit mehr als 74 Mikron großen Foraminiferen-Gehäusen) verwendet und für das noch nicht genau bekannte Mengenverhältnis $C^{14} : C^{12}$ für in der Gegenwart aus dem Meere abgeschiedenen Karbonats den gleichen Wert nimmt wie für rezentes Holz (H. E. SUESS 1955, Sci. **122** S. 415, W. S. BROECKER & Mitarb. 1956) oder rezenter Molluskenschalen; der feinkörnige Anteil des Sediments enthält eine Beimischung von altem C und hat daher ein um fast 2000 Jahre höheres scheinbares Alter. Zur Datierung der älteren Teile der Bohrkerne benutzt man die mit C^{14} festgestellte Sedimentations-Geschwindigkeit des oberen Teils unter der (unbewiesenen) Annahme, daß sie wenigstens annähernd konstant gewesen ist (H. E. SUESS 1956). Die Datierung kann auch nach der Methode von W. D. URRY durch die Messung ihres Jonium-Gehalts vorgenommen werden, dessen Indikator (wie für den Radium-Gehalt) die Radium-Emanation (Radon) ist. Diese „Per cent of Equilibrium Method" geht aber von 3 Annahmen aus, von denen man noch nicht weiß, ob oder wie weit sie zutreffend sind (1. Konstanz der jährlich von den Tiefsee-Sedimenten aus dem Meerwasser aufgenommenen Mengen Uran, Jonium und Radium, 2. konstante Sedimentationsgeschwindigkeit während der ganzen zu messenden Zeit und 3. keine Diffusion von Radium und Ionium). Wie weit diese Datierungen von Sedimenttiefen in Bohrkernen zuverlässig sind, kann man nur an einer Anzahl von durchdatierten Bohrkernen des gleichen Gebiets feststellen.

Es ist bereits eine große Anzahl von C^{14}-Daten für bestimmte Sedimenttiefen zahlreicher Tiefsee-Bohrkerne ermittelt worden (z. B. J. L. KULP & Mitarb. 1951, 1952, M. RUBIN & H. E. SUESS 1955 u. 1956, W. S. BROECKER & Mitarb. 1956). Als Beispiele seien zwei C^{14}-Datenreihen von zwei Tiefsee-Bohrkernen aus dem Atlantischen Ozean von W. S. BROECKER & Mitarb. (1956) mitgeteilt:

Bohrkern A-180-74 aus 3330 m Tiefe, 0° 03′ S, 24° 10′ W, Mittelatlant. submariner Höhenzug

0— 5 cm	L-295	A	:	3630 ± 170
18— 21 cm	L-295	B	:	11260 ± 460
38— 41 cm	L-295	C	:	15000 ± 500
57— 64 cm	L-295	D	:	18910 ± 680
77— 83 cm	L-295	E	:	23000 ± 1100
97—103 cm	L-295	F	:	26700 ± 1800
114—125 cm	L-295	G	:	37500 ± 4000

Bohrkern R-10-10 aus 4755 m Tiefe 41° 24′ N, 40° 06′ W, submariner Cañon

0— 7 cm	L-212	G	:	4160 ± 190
35— 39 cm	L-212	H	:	4360 ± 200
60— 70 cm	L-202		:	8100 ± 120
90—100 cm	L-212	A	:	10680 ± 180
112—120 cm	L-212	C	:	10550 ± 420
120—125 cm	L-212	D	:	11800 ± 480
165—175 cm	L-212	F	:	15820 ± 600
255—275 cm	L-212	E	:	20300 ± 900

Allgemein scheint in warmen Meeren die Sedimentations-Geschwindigkeit erheblich geringer zu sein als in den viel planktonreicheren kälteren Ozeanteilen.

Zur massenspektrometrischen Messung der Paläotemperaturen der obersten Meeresschichten stellt man nach der Methode von H. C. UREY in den Gehäusen pelagischer Foraminiferen, gewöhnlich *Globigerinoides sacculifera* und *G. rubra* aus dem abgesiebten groben Anteil (〉74 Mikron) in jeder datierten Sedimenttiefe das Mengenverhältnis $O^{18} : O^{16}$ im $Ca\,CO_3$ fest; dieses Verhältnis hängt von der Temperatur (Jahresmittel) der Bildungszeit dieser Kalkgehäuse ab, eine Methode, um deren Anwendung in der Quartärgeologie sich C. EMILIANI (1956 mit der einschlägigen Literatur) verdient gemacht hat. C. EMILIANI fand in warmen Meeren eine Amplitude der Paläotemperatur-

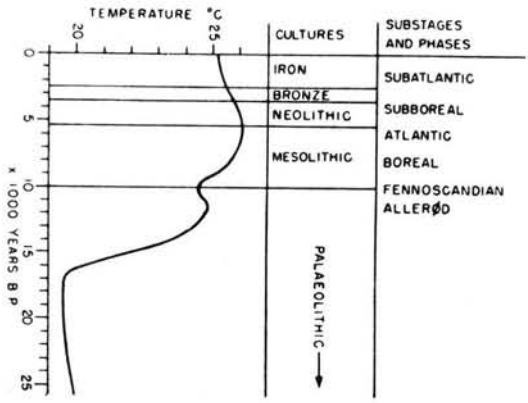


Abb. 1. Temperaturwandel in den letzten 25000 Jahren auf Grund der C^{14}- und O^{18}-Analysen pelagischer Foraminiferen im obersten Teil von Tiefsee-Bohrkernen aus dem äquatorialen Teil des Atlantischen Ozeans. - Aus C. EMILIANI (1956).

Schwankungen von 7—8° C; berücksichtigt man, daß in den Eiszeiten der O^{18}-Gehalt etwas größer gewesen sein dürfte, so dürfte die wahre Amplitude ca. 6° C sein (H. E. SUESS 1956).

Bestechend ist die mit diesen Methoden von C. EMILIANI (1956) ermittelte Temperaturkurve der letzten 25000 Jahre (Abb. 1); sie wurde mit Hilfe kurzer Tiefsee-Bohrkerne aus dem äquatorialen Gebiet des Atlantischen Ozeans gefunden. Nach dieser Kurve begann die starke vom Inlandeis (in Europa) zum raschen Abschmelzen verbrauchte Wärmezufuhr vor ca. 16500 Jahren; das könnte der Beginn des Eisrückzugs von der Hauptmoräne des Pommerschen Stadiums sein, wenn er von E. H. DE GEER (1954 S. 310) warwengeochronologisch mit 15730 Jahren vor heute richtig datiert worden ist, was nach anderen Daten dieser Art durchaus möglich ist. Die Alleröd-Wärmeschwankung und das postglaziale Optimum sind nur durch unbedeutende Temperaturänderungen angezeigt; in höheren Breiten wären sie sicher größer.

Für die Letzte Eiszeit hat H. E. SUESS (1956a) die Paläotemperatur-Kurven mit Hilfe von 2 Tiefsee-Bohrkernen aus dem Karibischen Meer und 1 aus dem mittleren Teil des Atlantischen Ozeans ermitteln lassen (Abb. 2). H. E. SUESS ist geneigt, die Warmzeit um 80000 bis 90000 Jahre vor heute mit dem Letzten Interglazial (in Amerika: Sangamon) zu identifizieren (obwohl die Maxima nicht höher als die heutigen sind), konnektiert sie aber (allerdings mit Bedenken) auf Grund der Sonnenstrahlungskurve von M. MILANKOVITCH der beiden genannten Daten wegen mit LG 1/2 von F. E. ZEUNER (1952), also mit dem Göttweiger Interstadial, was zweifellos unmöglich ist.. Die langdauernde Abkühlung begann vor ca. 80000 Jahren (wohl Beginn der Letzten Eiszeit). Ein Interstadial wird von den Kurven für die Zeit um 45000 vor heute angezeigt; das ist aber für das Göttweiger Interstadial ca. 10000 Jahre zu früh; H. E. SUESS möchte es der Sonnenstrahlungskurve wegen für das Interstadial LG 2/3 von F. E. ZEUNER halten. Dieser Wärmeschwankung ging eine Kaltzeit um 55000 vor heute voran, die dem Altwürm entsprechen könnte; das Maximum der Abkühlung fällt nach den Kurven in die Zeit zwischen 20000 und 10000 vor heute, nach H. E. SUESS vor 15000 Jahren, nach C. EMILIANI (1956) vor 15600 Jahren, d. h. etwas später als das Maximum der Wisconsin- (und wohl auch der Würm) Eiszeit, also in Nordamerika Iowan-Tazewell, in Norddeutschland Brandenburger Stadium. Der Anstieg der Temperaturkurven zeigt nach dem Minimum weder eine Wärmeschwankung (Alleröd und postglaziales Optimum) an, noch eine Kälteperiode (Jüngere Dryaszeit).

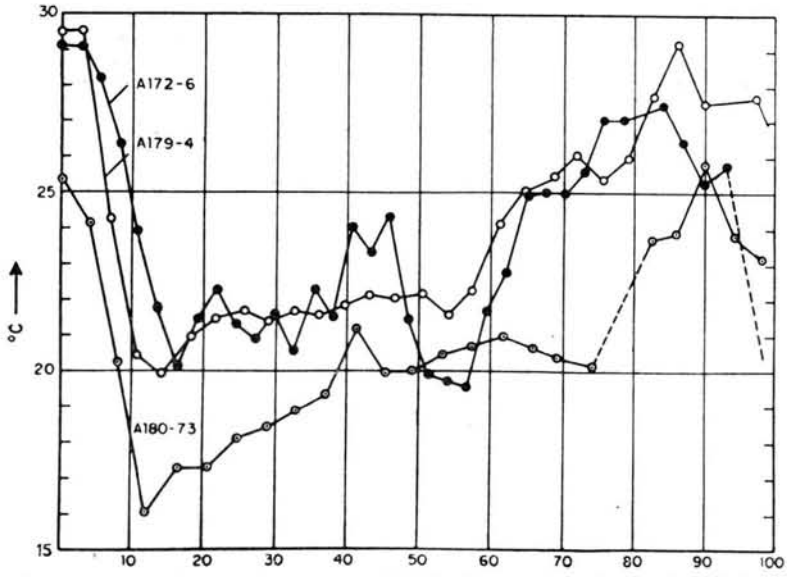


Abb. 2. Paläotemperatur-Kurven der letzten 100000 Jahre ermittelt durch O^{18}-Analysen von pelagischen Foraminiferen und C^{14}-Datierung von Karbonatschichten von 3 Tiefsee-Bohrkernen (A 179-4 und A 172-6 aus dem Karibischen Meer, A 180-73 aus dem äquatorialen Teil des Atlantischen Ozeans). - Aus H. E. Suess (1956).

In seiner zweiten Arbeit von 1956(b) schließt H. E. Suess aus seinen Paläotemperatur-Kurven (Abb. 2), daß die letzte Eiszeit (die er für Europa „Würm oder Warte" nennt; „Warthe" ist aber das letzte Stadium der vorletzten Eiszeit, Riß) vor rund 70000 Jahren begonnen habe, daß vor etwa 40000 bis 50000 Jahren das Klima etwas wärmer, jedoch kälter als heute gewesen sei und daß die rasche Erwärmung, die zum Klima der Gegenwart führte, vor rund 15000 Jahren begonnen habe.

Im Lamont Geological Observatory der Columbia-Universität in Palisades, N. Y., wurden die obersten 5—6 m von 8 Tiefsee-Bohrkernen aus dem Karibischen Meer, dem tropischen Teil des Atlantischen Ozeans und 1 aus 41° N, von denen einzelne Abschnitte maximal bis ca. 39000 vor heute im genannten C^{14}-Laboratorium bzw. in Washington datiert waren, teilweise (6) durch die Foraminiferen-Analyse (Bestimmung des Anteils von pelagischen Warm- und Kaltwasser-Formen), teilweise (3) durch Foraminiferen- und O^{18}-Analyse paläoklimatologisch ausgewertet; die Paläotemperatur-Kurven zeigen durch ihren letzten Anstieg auf die heutige Höhe vor ca. 11000 Jahren (mit einem Spielraum von 1000 Jahren), also nach dem Valders- („Mankato"-) Maximum in Nordamerika und dem Salpausselkä-Stadium in Europa (nach der Warwengeochronologie um 8000 v. Chr., vergl. E. H. De Geer 1954) das Ende der Letzten Eiszeit an (W. S. Broecker & Mitarb. 1956, D. B. Ericson & Mitarb. 1956 und H. E. Suess 1956b). Die Kurven der Foraminiferen-Analysen lassen das große Interstadial der Letzten Eiszeit viel deutlicher erkennen als die O^{18}-Kurven; die Sedimentationsgeschwindigkeit wechselt regional von 2,2 bis 270 cm in 1000 Jahren. Zwischen 18000 und 13000 Jahren vor heute ist nach den Paläotemperatur-Kurven keine große Klimaänderung eingetreten; die weltweite Änderung der Oberflächentemperatur des Ozeans am Ende der Letzten Eiszeit spricht gegen jede Theorie, die die Festlands-Vergletscherung auf Niederschlagserhöhung ohne allgemeine Senkung der mittleren Jahrestemperaturen zurückführen will (D. B. Ericson & Mitarb. 1956).

C. Emiliani (1956) hat eine Zeitskala des Pleistozäns von der Günz-Eiszeit an mit den gleichen Methoden aufgestellt (Abb. 3); er hat in 2 Tiefsee-Bohrkernen aus dem

Karibischen Meer den Paläotemperaturgang durch O^{18}-Analyse von Schichten im Abstand von 10 cm ermittelt und von allen Schichten, die für die Zeichnung der Paläotemperaturkurve von Bedeutung waren, die Zeitstellung durch M. Rubin & H. E. Suess (1955, 1956) mit C^{14} messen lassen; er hat ferner von W. D. Urry ermittelte Ionium-Daten anderer Tiefsee-Bohrkerne benutzt und Ergebnisse aller dieser Messungen für

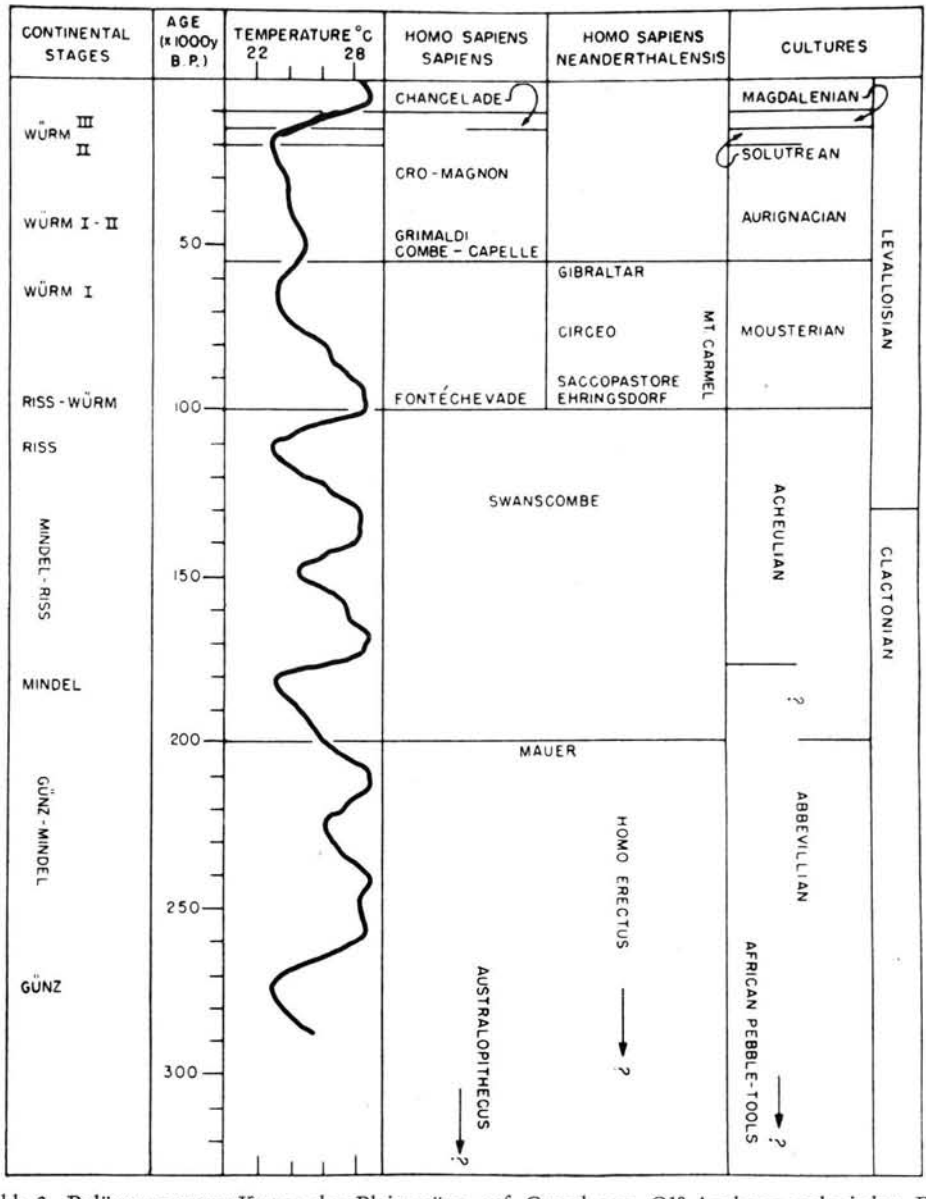


Abb. 3. Paläotemperatur-Kurve des Pleistozäns auf Grund von O^{18}-Analysen pelagischer Foraminiferen in 2 sehr langen Tiefsee-Bohrkernen aus dem Karibischen Meer; Datierung mit der C^{14}- und Ionium-Methode und durch Vergleich mit der neuen Strahlungskurve (vergl. M. Schwarzbach 1954). *Homo sapiens Neanderthalensis* ist der Neandertaler, *Homo erectus* der *Pithecanthropus erectus*. B. P. = before present time (vor heute). - Aus C. Emiliani (1956).

die graphische Darstellung durch Vergleich mit der Sonnenstrahlungskurve für 65° N nach den neuen Berechnungen von A. J. J. VAN WOERKOM (M. SCHWARZBACH 1954) ausgewertet. C. EMILIANI betont aber, daß diese Zeitskala nur ein Versuch sei, da es heute noch nicht möglich sei, die unteren Teile der langen Bohrkerne zuverlässig zu datieren, daß sie aber wahrscheinlich mit einer Fehlergrenze von 20% richtig sei. Sie ist aber nur halb so lang wie die Strahlungskurve von M. MILANKOVITCH, nämlich 300000 Jahre, aber ein ungefähr ebenso langer Zeitraum liege zwischen Günz und dem Beginn des Pleistozäns, wie die Untersuchung eines langen Tiefsee-Bohrkerns aus dem Stillen Ozean ergeben habe. Ebenso wie bei der Kurve von MILANKOVITCH und VAN WOERKOM fällt auf, daß die Letzte Eiszeit sehr viel länger gewesen sein soll als jede andere. Auch G. ARRHENIUS hat durch die Titanium-Bestimmung von Tiefsee-Sedimenten im Stillen Ozean für die Letzte Eiszeit eine Länge von ca. 100000 Jahren gefunden (H. E. SUESS 1956) wie PENCK & BRÜCKNER (1909) auf Grund der Verwitterungstiefe und anderer Befunde.

Alle diese sehr interessanten Versuche, mit Hilfe der Radioaktivität eine Zeitskala des Quartärs zu schaffen, sind noch, wie oben ausgeführt, durch verschiedene Unsicherheitsfaktoren belastet, die teils in der Methodik, teils in dem suggestiven Einfluß der Sonnenstrahlungskurve begründet sind. Hoffentlich gelingt es bald, mit verbesserten Untersuchungsmethoden festzustellen, wie weit die bisher veröffentlichten neuen Zeitskalen abzuändern sind. Vor allem müßten auch aus höheren Breiten einige möglichst lange Tiefsee-Bohrkerne für diesen Zweck ausgewertet werden.

Die Paläotemperaturkurven der Letzten Eiszeit von H. E. SUESS und C. EMILIANI haben (abgesehen von der abweichenden Datierung) eine gewisse Ähnlichkeit mit der Vereisungskurve von W. SOERGEL (1937), nur ist der Abfall der Kurve zu Beginn der Eiszeit viel weniger steil, die interstadiale Erwärmung viel schwächer und das Kältemaximum erst zwischen 10000 und 20000 vor heute zur Zeit des sicher zu spät angesetzten Solutréen erreicht statt, wie aus paläofaunistischen Gründen allgemein angenommen wird, zur Zeit des späten Aurignacien (im alten Sinne).

Die Ausarbeitung dieses Berichts wurde mir im Rahmen einer größeren Forschungsaufgabe durch eine Sachbeihilfe der Deutschen Forschungsgemeinschaft ermöglicht, der ich auch an dieser Stelle dafür meinen ergebensten Dank abstatte. Zu Dank verpflichtet bin ich ferner für Auskünfte und Publikationen den Herren Mag. scient. Sv. Th. ANDERSEN, Charlottenlund, Prof. Dr. E. S. DEEVEY, Jr. Yale-Universität, Prof. Dr. A. D. KRIEGER, Riverside, Calif., Diplom-Physiker K. O. MÜNNICH, Heidelberg, der mir auch seine erste C^{14}-Datenliste schon im Manuskript zur Verfügung stellte, und Prof. Dr. Hl. DE VRIES, Groningen.

Schrifttum

Abkürzungen: E. u. G. = Eiszeitalter und Gegenwart
Sci. N. L. = Science News Letter
GFF = Geologiska Fören. i Stockholm Förhandl.

AMRINE, M. (1952): Dating the Dead Sea scrolls. - Science Digest **32**, 1-3.

ANDERSON, E. C., LEVI, Hilde & TAUBER, H. (1953): Copenhagen natural radiocarbon measurements, I. - Science **118**, 6-9.

ANONYMUS (1952 a): A-bomb dust upsets atomic clock. - Science Digest **32**, 42. - (b) Ancient shells test older than charcoal. - Sci. N. L. **62**, 280. - (c) How old is Stonehenge? - Time **59**, 77. - (d) Needs middle aged wood to check dating. - Sci. N. L. **62**, 104. - (e) New ice age theory. - Sci. N. L. **61**, 19, Science Digest **31**, 13. - (f) Oil being formed now. - Sci. N. L. **62**, 194. - - (1954 a): New atomic clock. - Sci. N. L. **65**, 87. - (b) Oldest American men. - Sci. N. L. **66**, 343. - (c) Man's age measured by new method. - Sci. N. L. **66**, 279. - (d) A-bomb debris confuses dating. - Sci. N. L. **66**, 184. - (e) Geological Survey atomic clock. - Science **119**, 30. - (f) A new carbon-dating process. - Science **119**, 116. - (g) Tick-clock carbon. - Newsweek **44**, 81-82. - (h) Atomic gadgets. - Time **63**, 70. - (i) Radiocarbon in Mexico. - Sci. N. L. **66**, 68. - (k) Technique extends atomic calendar back 44000 yars. - Science Digest **35**, 86. - -

(1955 a): Charcoal from oldest fire near Tule Springs, Nev. - Sci. N. L. **67**, 45. - (b) Jarmo expedition. - Science **122**, 460. - (c) Ancient glaciers clocked. - Sci. N. L. **67**, 327. - (d) Dating of past hindered by weapon tests. - Sci. N. L. **68**, 358. - (e) Last Ice Age in U.S. strong 10000 years ago. - Sci. N. L. **67**, 120. - (f) Now find first American lived 30000 years ago - Sci. N. L. **68**, 294. - - (1956a): San Francisco settled almost 3000 years ago. - Sci. N. L. **70**, 87. - (b) Oldest traces of early man in the Americas. - Science **124**, S. 396-397.

ARNOLD, James R. (1954): Scintillation counting of natural radiocarbon: I The counting method. - Science **119**, 155-157.

BALLARIO, C., BENEVENTANO, M., DE MARCO, MAGISTRELLI, F., CORTESI, C., MANTOVANI, T. (1955): Apparatus for Carbon-14 dating. - Science **121**, 409-412.

BARKER, H. (1953): Radiocarbon dating: Large-scale preparation of acetylene from organic material. - Nature **172**, S. 631.

BERRILL, N. J. (1953): Detectives of time. - Atlantic Monthly **192**, 23-26.

BLAKE, Weston, Jr. (1955): Note on the Dating of terraces in the Lake Melville district, Labrador. - Science **121**, 112.

BLAU, MONTE, DEEVEY, EDWARD S. & GROSS, MARSHA S. (1953): Yale natural radiocarbon measurements. I. Pyramid valley, New Zealand, and its problems. - Science **118**, 1-6.

BRAIDWOOD, R. J. (1952): From cave to village. - Scientific American **187**, 62-66.

BROECKER, W. S., KULP, J. L., TUCEK, C. S. (1956): Lamont natural radiocarbon measurements III. - Science **124**, 154-165.

BYERS, Douglas S. & HADLOCK, Wendell S. (1955): Carbon-14 dates from Ellsworth Falls, Maine. - Science **121**, 735-736.

CLISBY, Kathryn H. & SEARS, Paul B. (1956): San Augustin Plains. - Climatic changes. - Science **124**, 537-538.

COON, Carleton S. & RALPH, Elizabeth K. (1955): Radiocarbon dates for Kara Kamar, Afghanistan, Univ. of Pennsylvania II. - Science **122**, 921-922.

CRANE, H. R. (1955): Antiquity of the Sandía culture: carbon-14 measurements. - Science **122**, 689-690. - - (1956) University of Michigan radiocarbon dates I. - Science **124**, 664-672.

CRANE, H. R. & Mc DANIEL, E. W. (1952): Automatic counter for age determination by the C^{14} method. - Science **116**, 342-347.

CRARY, A. P., KULP, J. Laurence & MARSHALL, E. W. (1955): Evidences of climatic change from Ice Island studies. - Science **122**, 1171-1173.

CRATHORN, A. R. (1953): Use of an acetylene-filled counter for natural radiocarbon. - Nature **172**, S. 632. - - (1954) The counting of low-level activities. - Atomics **5** (zitiert nach F. E. ZEUNER 1955).

DE GEER, E. H. (1951): De Geer's chronology confirmed by radioactive carbon, C 14. - GFF 73, 517-518. - - (1954) Skandinaviens geokronologi. - GFF **76**, 299-329.

DAVIS, E. Mott & SCHULTZ, C. Bertrand (1952): The archaeological and paleontological salvage program at the Medicine Creek Reservoir, Frontier Co., Nebraska. - Science **115**, 288-290.

DEEVEY, Edward S. Jr. (1952): Radiocarbon dating. - Scientific American **186**, 24-28. - - (1955) Paleolimnology of the upper swamp deposit, Pyramid Valley. - Rec. Cant. Mus. **6**, 291-344.

DEEVEY, E. S., Jr., GROSS, Marsha S., HUTCHINSON, G. E. & KRAYBILL, Henry L. (1954): The natural C^{14} contents of materials from hard-water lakes. - Proc. Nation. Acad. Sci. **40**, 285-288.

EMILIANI, Cesare (1956): Note on absolute chronology of human evolution. - Science **123**, 924-926.

ERICSON, David B., BROECKER, Wallace S., KULP, J. Laurence, Wollin, Gösta (1956): Late-Pleistocene climates and deep-sea sediments. - Science **124**, 385-389.

FIRBAS, F. (1953): Das absolute Alter der jüngsten vulkanischen Eruptionen im Bereich des Laacher Sees. - Die Naturwiss. **40**, 54-55.

FIRBAS, F., MÜLLER, H. & MÜNNICH, K. O. (1955): Das wahrscheinliche Alter der späteiszeitlichen „Bölling"-Klimaschwankung. - Die Naturwiss. **42**, 509.

FLINT, R. F. & RUBIN, M. (1955): Radiocarbon dates of pre-Mankato events in Eastern and Central North America. - Science **121**, 649-658.

FROMM, E (1953): Nya C 14-dateringar av Allerödtiden. - GFF **73**, 403.

FUNT, B. L., SOBERING, S., PRINGLE, R. W., TURCHINETZ, W. (1955): Scintillation techniques for the detection of natural carbon-14. - Nature **175**, 1042-1043.

GODWIN, H. (1954): Carbon-14 dating. - Symposium in Copenhagen, September 1-4, 1954. - Nature **174**, 868.

Gross, H. (1952): Die Radiokarbon-Methode, ihre Ergebnisse und Bedeutung für die spätquartäre Geologie, Paläontologie und Vorgeschichte. - E. u. G. **2**, 68-92. - - (1954) Das Alleröd-Interstadial als Leithorizont der letzten Vereisung in Europa und Amerika. - E. u. G. **4/5**, 189-209. - - (1955) Weitere Beiträge zur Kenntnis des Spätglazials. - E. u. G. **6**, 110-115. - - (1956 a) Das Göttweiger Interstadial, ein zweiter Leithorizont der letzten Vereisung. - E. u. G. **7**, 87-101. - - (1956 b) Die ältesten Spuren des Menschen in Amerika nach den neuesten Untersuchungen. - Forschungen u. Fortschritte **30**, 232-234.

Hahn, Otto (1955): Neuere radioaktive Methoden zu geologischen und biologischen Altersbestimmungen. - Naturwiss. Rundschau **8**, 331-337. - - (1956) Radioactive methods for geologic and biologic age determinations. - The Scientific Monthly **82**, 258-265.

Heusser, C. J. (1953): Radiocarbon dating of the thermal maximum in south-eastern Alaska. - Ecology **34**, 637-640.

Hibben, F. C. (1955): Specimens from Sandía Cave and their possible significance. - Science **122**, 688-689.

Howard, J. T. (1951): Atomic clock verifies oldest Bible manuscript. - Pop. Sci. **159**, 98-100. - - Atomic calendar measures time. - Reader's Digest **60**, 103-104.

Hunt, Charles B. (1955): Radiocarbon dating in the light of stratigraphy and weathering processes. - The Scientific Monthly **81**, 240-247.

Iversen, Johs. (1953): Radiocarbon dating of the Alleröd Period. - Science **118**, 9-11.

Jessen, K. & Milthers, V. (1928) Stratigraphical and paleontological studies of interglacial fresh-water deposits in Jutland and Northwest Germany. - Danmarks Geol. Unders. II. R. **48**, Kopenhagen.

Jope, E. M. (1954): Besprechung von: Radiocarbon Dating. By W. F. Libby. Pp. VII+124. Chicago, University of Chicago Press 1952. - Nature **173**, 1111.

Krieger, Alex D. (1956): Notes and news: Early Man.-Amer. Antiquity, July issue.

Kulp, J. Laurence (1952): Carbon-14 method of age determination. - The Scientific Monthly **75**, 259-267.

Kulp, J. L., Tyron, L. E., Eckelman, W. R. & Snell, W. A. (1952): Lamont natural radiocarbon measurements II. - Science **116**, 409-414.

Levi, Hilde (1955): Radiocarbon dating. Conference in Cambridge (July 25-30, 1955). - Nature **176**, 727-728. - - (1955) Bibliography on C^{14} dating. - Quaternaria **2**, Rom.

Libby, W. F. (1952 a): Chicago radiocarbon dates, II. - Science **116**, 291-296. - - (1952 b) Chicago radiocarbon dates, III. - Science **116**, 673-681. - - (1952 c) Radiocarbon Dating. Chicago, Univ. of Chicago Press; 2. Auflage 1955. - - (1954 a) Chicago radiocarbon dates, IV. - Science **119**, 135-140. - - (1954 b) Chicago radiocarbon dates, V. - Science **120**, 733-742.

Mathias, W. (1955): Zur Entnahme und Aufbewahrung von Materialproben für die Radiokarbon-Methode. - Vorgeschichtl. Museumsarb. u. Bodendenkmalpflege Nr. **1**, 20-22, Halle a. d. Saale.

May, Irving (1955): Isolation of organic carbon from bones for C^{14} dating. - Science **121**, 508-509.

Mitchell, G. F. (1956): Post-boreal pollen-diagrams from Irish raised-bogs. - Proc. Roy. Irish Acad. **57** B, 185-251.

Movius, H. L., Jr. (1952): Le C^{14}. - In: La découverte du passé. Paris.

Movius, H. L., Jr. & Judson, Sh. (1956): The rock-shelter of La Colombière. - Amer. School of Prehist. Research, Peabody Museum, Harvard Univ., Bull. No. **19**, 176 S.

Münnich, K. O. (1957): C^{14}-Altersbestimmungen aus dem Zweiten Physikalischen Institut der Universität Heidelberg. - Science (im Druck).

Narr, K. J. (1953): Radiokarbonbestimmungen und Kontrolldaten. - Anthropos **48**, 282 f.

Östlund, G., Gejvall, N.-G., och Lundqvist, G. (1956): Åldersbestämning med hjälp av kol-14. - Ymer 1956, h. **3**, 220-236.

Penck A. & Brückner, E. (1901-1909): Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig.

Potzger, J. E. & Courtemanche, A. (1954): Radiocarbon date of peat from James Bay in Quebec. - Science **119**, 908.

Preston, R. S., Person, E., Deevey, E. S., Jr. (1955): Yale natural radiocarbon measurements II. Science **122**, 954-960.

Ralph, Elizabeth K. (1955): University of Pennsylvania radiocarbon dates I. - Science **121**, 149-151.

Roberts, F. H. H. (1951): Carbon-14 method of age determination. - Smithsonian Reports 1951, 335-350.

Rothmaler, W. (1956): Der Ackerbau im Neolithikum Mitteleuropas. - Ausgrabungen und Funde, H. **2**, 51-53, und Beitr. z. Frühgeschichte der Landwirtschaft **4**.

Rubin, M. & Suess, H. E. (1955): U.S. Geological Survey radiocarbon dates, II. - Science **121**, 481-488. - - (1956) desgl., III. - Science **123**, 442-448.
Schwabedissen, H. (1954): Die Federmesser-Gruppen des nordwesteuropäischen Flachlandes. Zur Ausbreitung des Spät-Magdalénien. - Offabücher. Neumünster.
Schwarzbach, M. (1950): Das Klima der Vorzeit. Stuttgart. - - (1954) Eine Neuberechnung von Milankowitch's Strahlungskurve. - Neues Jb. Geol. Paläontol., Mh. 1954, 257-260. - - (1955) Beitr. z. Klimageschichte Islands. I. Allgemeiner Überblick der Klimageschichte Islands. - Neues Jb. Geol. Paläontol., Mh. 1955, 97-130.
Schwarzbach, M. & Münnich, K. O. (1956): Bestimmung des absoluten Alters der Grábrók-Vulkane (West-Island). - Die Naturwiss. **43**, 177.
Sellards, E. H. (1952 a): Age of Folsom Man. - Science **115**, 98. - - (1952 b) Early Man in America. - University of Texas Press, Austin.
Shepard, F. P. & Suess, H. E. (1956): Rate of Postglacial rise of sea level. - Science **123**, 1082-1083.
Smith, Paul V., Jr. (1953): The occurrence of hydrocarbons in recent sediments from the Gulf of Mexico. - Science **116**, 437-439.
Soergel, W. (1937): Die Vereisungskurve. Jena.
Straka, H. (1956 a): Die pollenanalytische Datierung von jüngeren Vulkanausbrüchen. - Erdkunde **10**, 204-216. - - (1956 b) Pollenanalytische Untersuchung eines Moorprofils aus Nord-Island. - N. Jb. Mh. **6**, 262-272. - - (1956 c) Pollenanalytische Datierungen zum Alter des Maar-Vulkanismus der Eifel. - Actes IV Congr. Internat. Quatern. Rome-Pise 1953, 184-188.
Straka, H. & De Vries, Hl. (1956): Eine Radiokarbon-Datierung zum Alter der Eifelmaare. - Die Naturwiss. **43**, 13.
Suess, H. E. (1954 a): Natural radiocarbon measurements by acetylene counting. - Science **120**, 5-7. - - (1954 b) U.S. Geological Survey radiocarbon dates I. - Science **120**, 467-473. - - (1955) Radiocarbon concentration in modern wood. - Science **122**, 415-417. - - (1956) Absolute chronology of the last Glaciation. - Science **123**, 355-357.
Suess, H. E. (1956): Grundlagen und Ergebnisse der Radiokohlenstoff-Datierung. - Angewandte Chemie **68**, Nr. 17/18, 540-546.
Tauber, H. (1956): Copenhagen natural radiocarbon measurements II. - Science **124**, 879-881.
Thomas, Edward S. (1952): The Orleton farms Mastodon. - Ohio Journ. of Science **52**, 1-5.
Thorarinsson, S. (1954): The Tephra-fall from Hekla on March 29th 1947. In: The eruption of Hekla 1947-1948. Visindafélag Islendinga II, 3, 68 S. Reykjavík. - - (1955) The Nucella shore line at Húaflói in the light of tephrochronological and radiocarbon datings. - Náttúrufraedingurinn **25**, 172-186, Reykjavík.
Troels-Smith, J. (1956): Neolithic period in Switzerland and Denmark. - Science **124**, 876-879.
Vries, Hl. de & Barendsen, G. W. (1954): The measurement of age by the carbon-14 technique. - Nature **174**, 1138-1141.
Water, M. van de (1953): How old is it? - Sci. N. L. **64**, 10-12
Wendorf, Fred, Krieger, Alex D., Albritton, Claude C., Stewart, T. D. (1955): The Midland discovery. A report on the pleistocene human remains from Midland, Texas. Austin.
Woldstedt, P. (1954): Das Eiszeitalter. 2. Aufl. I. Bd., Stuttgart.
Wright, H. E., Jr. (1955): Valders drift in Minnesota. - Journ. of Geol. **63**, 403-411.
Wright, H. E., Jr. & Rubin, Meyer (1956): Radiocarbon dates of Mankato drift in Minnesota. - Science **124**, 625-626.
Zeuner, F. E. (1955): Radiocarbon dates. - University of London Institute of Archaeology, Eleventh Annual Report, 43-50.
Zinderen Bakker, E. M. van (1956): A pollen sequence in South Africa. - Grana Palynologica **1** (2), 160-161. Uppsala.
Zumberge, James H. & Potzger, J. E. (1955): Pollen profiles, radiocarbon dating, and geologic chronology of the Lake Michigan Basin. - Science **121**, 309-311.

Manuskr. eingeg. 18. 1. 1957.

Anschrift des Verf.: Dr. Dr. h. c. Hugo Groß, Bamberg, Kunigundendamm 59.

New Investigations of Interglacial Fresh-Water Deposits in Jutland. A Preliminary Report

By Svend Th. Andersen, Charlottenlund, Dänemark

With 2 figures in the text

Zusammenfassung. Die Neu-Untersuchung vom „Brörup-Hotel-Moor" und anderer interglazialer Fundstätten aus Jütland haben gezeigt, daß der eigentlichen letzten Interglazialzeit eine kalte Solifluktionsperiode folgte. Ein langes, temperiertes Interstadial mit Birken- und zuletzt auch Fichten- und Föhrenwäldern ging der Hauptphase der letzten Vereisung voraus. Das Interstadial wird dem Göttweiger Interstadial und die vorhergehende kalte Periode dem Altwürm gleichgesetzt. Während der Solifluktionsperiode fanden Umlagerungen von interglazialem Material statt.

Summary. A re-investigation of „Brörup Hotel Bog" and other interglacial sites in Jutland has shown that the last interglacial proper was followed by a cold period with strong solifluction. A long temperate interstadial with birch and successively spruce and pine forests preceded the main part of the last glaciation. The interstadial period is referred to the Göttweiger Interstadial and the preceding cold period to the Old Würm (Altwürm). During the solifluction period rebedding of interglacial material took place.

Introduction. In the great survey of interglacial freshwater deposits from Jutland and Northwest Germany published by Jessen and Milthers nearly 30 years ago (Jessen & Milthers 1928) the „Brörup Hotel Bog" deposit shows the most complete development of the so-called „upper warmth horizon" referred by these authors to the latter part of the last interglacial period. For a reconsideration of the interpretation of this „upper warmth horizon" with the help of modern pollen-analytical technique the „Brörup Hotel Bog" therefore seemed the most suitable, and in 1954 a new boring was carried out and material secured for detailed pollen-analysis. New material has also been collected from the sites at Herning and Rodebaek I. The borings were carried out by the Geological Survey of Denmark and the work has further been supported by the Danish State Research Foundation. The present report gives a preliminary survey of the results especially from the former site mentioned; the full details will be published at a later occasion.

Stratigraphy. The „Brörup Hotel Bog" interglacial deposit is situated in Jutland outside the limit of the last glaciation. Beneath a solifluction deposit of stony sand, a peat and mud deposit is found separated from the interglacial deposit proper by minerogene layers (see fig. 1. A.). The interglacial deposit consists of forest peat and beneath it lake mud extending to 9,64 m below the surface. The pollen diagram published by Jessen & Milthers (1928) from the basal forest peat and mud shows a sequence characteristic of the last interglacial period as well known from other sites in NW-Europe. The present pollen-analytical study comprises the top part of the interglacial forest peat and the younger sequence.

Rebedded pollen. Especially the studies of Thomson (1951) and West (1956) have demonstrated with great clearness that the deposits covering a waning interglacial may be seriously contaminated with rebedded older material. Through disturbances by periglacial erosion exposed interglacial deposits are likely to be destroyed and the lake basins filled with minerogene sediments contaminated with rebedded plant bearing material. For such reasons it has been suggested (cp. also Woldstedt 1949) that the „upper warmth horizon" demonstrated by Jessen & Milthers at „Brörup Hotel Bog", Herning and other sites should consist mainly of such rebedded material.

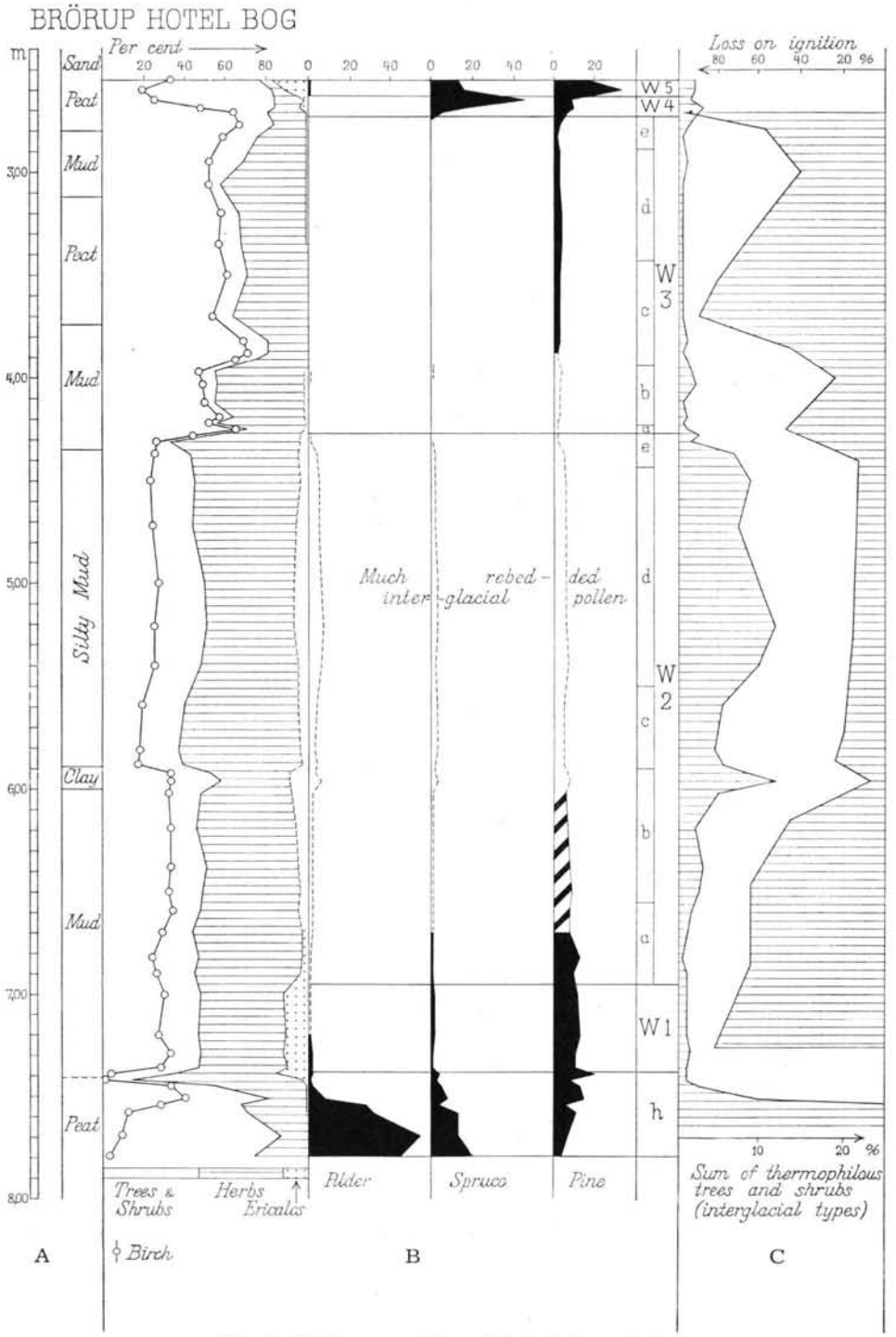


Fig. 1 (Erläuterung siehe nächste Seite unten).

In the new pollen diagram from „Brörup Hotel Bog" a summation curve for all definitely interglacial pollen types is compared with a curve for the loss on ignition of the samples as a measure of the intensity of minerogene influx (fig. 1 C). Their correlation in the predominantly minerogene layers is too obvious to need further discussion here, and there can be little doubt that in the minerogene layers above 6,90 m all interglacial pollen types are in fact washed into the deposits through erosional processes. The influence of rebedded material is moderate, however, and it has been possible to separate the other members of the pollen flora into primary and secondary elements by their rate of correlation with the curve for definitely secondary pollen types. The curves of pine, spruce and Ericales thus show a high correlation with the interglacial types in the levels 3,90—6,60 m, and there is little doubt as to their secondary origin here, while other curves such as grasses, sedges and *Artemisia* show negative correlation. Of special interest is the very high loss on ignition in pollen zone W 4 (at 2,70 m) — 97% — indicating no influx whatsoever. The much pine and spruce pollen from this level certainly is of primary origin.

Vegetational succession. The main features of the vegetational succession illustrated by the pollen diagram in fig. 1 are summarized below. The pollen zones W 1—5 follow the principles proposed by SELLE (1953) but are not identical to his zones, as the details of the development are different. The zones are defined in terms of vegetational change, not by climate or glaciology. Pollen zone h is in accordance with the system in JESSEN & MILTHERS (1928).

Pollen zone h. In this zone the pollen in the Brörup Bog is essentially of local origin and records an alder-spruce swamp forest being replaced by birch and pine with increasing abundance of local herbs. During the zone the thermophilous forest trees and shrubs disappear.

Pollen zone W 1. The forest has disappeared and the vegetation is rich in dwarf birch (cp. fig. 2), herbs and heath plants, but scattered tree birches and pines still persist.

Pollen zone W 2. This zone represents the coldest part of the sequence. During the thermal minimum the vegetation is dominated by herb vegetation rich in grasses and sedges. Due to solifluction the leached soil formed in the interglacial period is destroyed and base rich soil is brought to the surface as demonstrated by the appearance now of a rich flora of calciphilous and ruderal plants. The sub-zones W 2 a—e are based on details of the herb pollen curves and reflect minor climatic oscillations. During the coldest parts, the subzones b and d, the solifluction was very intensive and the country almost bare of vegetation. A lake is re-created in the local basin.

Pollen zone W 3. Tree birch again becomes dominant (cp. fig. 2.) and from the beginning of the zone thermophilous herbs indicate a temperate climate. Minor oscillations in the herb pollen frequency are recorded in the sub-zones W 3 a—e. In the cooler sub-zones b and d some soil erosion continues. The minor climatic oscillations are reflected in changes of the local water table.

Fig. 1. Simplified pollen diagram from the profile at „Brörup Hotel Bog". A. Stratigraphy. B. Pollen curves. The composite diagram illustrates the relationships between trees and shrubs, herbs, and heath vegetation *(Ericales)*, and individual curves for birch, alder, spruce and pine are shown. C. Summation curve for thermophilous trees and shrubs (mixed oak forest trees, alder, hazel, holly etc.) with certainty of secondary origin compared with a curve for the loss on ignition. The minima of loss on ignition indicate strong minerogene influx during periods of erosion. In pollen zone W 2 the influx of minerogene matter and of rebedded pollen is relatively high. In the zones W 3-5 the intensity of erosion is lower; here the frequency of rebedded pollen is suppressed by the heavy pollen production of the contemporaneous birch forests.

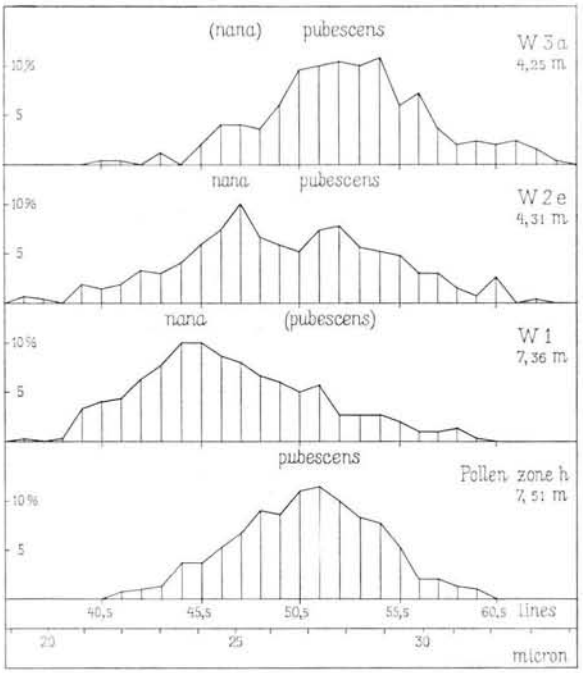


Fig. 2. Four examples of size-frequency curves for the fossil birch pollen. They illustrate the changes in relative abundance of dwarf birch *(Betula nana)* and tree birch *(B. pubescens)*, both species identified from macroscopic remains by JESSEN (JESSEN & MILTHERS 1928). Dwarf birch has the smallest pollen, and the modes of the two species are separated by the use of a very small size class (0.56 micron) during the measurements. Each curve is based on a total of ca. 300 pollen grains.

Pollen zone W 4. Spruce and pine re-immigrate and spruce forests once again become the dominant feature of the landscape. The slight rise in the frequency of thermophilous trees and shrubs is likely here to represent far distance transportation.

Pollen zone W 5. Spruce is replaced successively by pine and birch. Progressive soil leaching is indicated by the rise of heath plants. The climate is cooling off. The covering solifluction earth most probably was formed in the period of maximum cold of the last glaciation.

Discussion and correlations. The strongly delayed re-immigration of pine and spruce in the favourable zones W 3—5 cannot be due to climatic causes and must be ascribed to incomplete immigration. Apparently the preceding zone W 2 was so cold that even these northern forest trees were displaced very far to the south. Incomplete re-immigration probably also caused the oak forest trees to be totally absent during the warmth oscillation, which becomes highly resemblant of the temperate Alleröd Interstadial from the late Würm glaciation (cp. IVERSEN 1954) — although its duration must have been longer. Following the paleobotanical definition given by GROSS (1956) it seems best now to consider the upper mud horizon from Brörup as interstadial. During the cold period preceding the interstadial zones periglacial conditions must have prevailed in Northern Europe. We have no information, whether the continental glacier was present in Denmark at that time, but it seems justified to consider zone W 2 as representing the first cold phase of the last glaciation.

Already during pollen zone h the warm interglacial climate begins deteriorating. At the same time progressive soil leaching leads to the dominance of acidophilous

plants. The end stage of the interglacial cycle, the subarctic heath vegetation of zone W 1, disappears when the solifluction processes start creating again the raw, mineral soil conditioning the presense of a glacial flora. In the Brörup diagram this transition is clearly indicated by the abrupt decline of the Ericales at the zone transition W 1—2, where also the first calciphilous plants appear. As the initiation of intensive solifluction due to a deteriorating climate will depend on local conditions such as topography and clay content of the soil, this border however important paleobotanically is unsuitable for a delimitation between the interglacial and the glacial pollen zones, and it seems preferable to consider the first forestless period as the oldest glacially conditioned pollen zone, zone W 1.

The new pollen diagrams from the famous Herning site have confirmed the suggestions by WOLDSTEDT and others (WOLDSTEDT 1949, 1955, THOMSON 1951, WEST 1956) that the „upper warmth horizon" there with an abundance of remains of temperate plants consists mainly of rebedded interglacial material, but a gyttja horizon (JESSEN & MILTHERS' layer F) has proved to be primary and to be contemporaneous with subzone W 3a from the new Brörup diagram.

The lower Würm or Weichsel stratigraphy especially of Central Europe has been discussed intensively in this periodical during the recent years (see especially ZEUNER 1954, BRANDTNER 1954, 1956, WOLDSTEDT 1956, GROSS 1956 and others). Evidence from a variety of fields, paleontology as well as pedology and glaciology, now confirms the view that an interstadial just as warm, but considerably longer than the Alleröd separated an Old Würm (Altwürm) cold phase from the Main Würm (Hauptwürm). It is the Göttweiger interstadial of GROSS (1956) named after a soil horizon in the Younger Löss from Lower Austria originally described by BAYER as interglacial and equivalent to the Fellabrunner Bodenbildungskomplex of BRANDTNER (1954).There can be little doubt that this interstadial is the same as the one now recognized in the „Brörup Hotel Bog" profile. From Northern Germany a number of interstadial peat and mud deposits from the covering layers of Riß/Würm interglacials are known (see i. a. GROSS 1956) but a detailed correlation cannot be attempted here. The interstadial deposit from Loopstedt near Slesvig described by KOLUMBE (1955) seems to be the most complete, it will probably prove to be an equivalent of the deposits just described.

Litterature

BRANDTNER, F.: Jungpleistozäner Löß und fossile Böden in Nieder-Österreich. - Eisz. u. Geg. **4/5**, S. 49-82, 1954. - - Lößstratigraphie und paläolithische Kulturabfolge in Niederösterreich und in den angrenzenden Gebieten. - Eisz. u. Geg. **7**, S. 127-175, 1956.

GROSS, H.: Das Göttweiger Interstadial, ein zweiter Leithorizont der letzten Vereisung. - Eisz. u. Geg. **7**, S. 87-101, 1956.

IVERSEN, J.: The late-glacial flora of Denmark and its relation to climate and soil. - Danm. Geol. Unders. II. Ser. **80**, S. 87-119, 1954.

JESSEN, K. & MILTHERS, V.: Stratigraphical and paleontological studies of interglacial freshwater deposits in Jutland and Northwest Germany. - Danm. Geol. Unders. II. Ser. **48**, 1928.

KOLUMBE, E.: Über interglaziale und interstadiale Bildungen von Loopstedt am Haddebyer Noor bei Schleswig. - Eisz. u. Geg. **6**, S. 39-40, 1955.

SELLE, W.: Gesetzmäßigkeiten im pleistozänen und holozänen Klimaablauf. - Abh. naturw. Verein Bremen **33**, S. 259-290, 1953.

THOMSON, P. W.: Das Interglazial von Wallensen im Hils. - Eisz. u. Geg. **1**, S. 96-102, 1951.

WEST, R. G.: The quaternary deposits at Hoxne, Suffolk. - Phil. Trans. Royal Soc. London, Ser. B, No. 665, Vol. **239**, S. 265-356, 1956.

WOLDSTEDT, P.: Über die stratigraphische Stellung einiger wichtiger Interglazialbildungen im Randgebiet der nordeuropäischen Vergletscherung - Z. deutsch. geol. Ges. **99**, S. 96 bis 123, 1950. - - Die Gliederung des Pleistozäns in Norddeutschland und angrenzenden Gebieten. - Geol. Fören. Förhandl. Stockh. **77**, S. 525-545, 1955. - - Über die Gliederung der Würm-Eiszeit und die Stellung der Lösse in ihr. - Eisz. u. Geg. **7**, S. 78-86, 1956.

ZEUNER, F. E.: Riss or Würm? - Eisz. u. Geg. **4/5**, 98-105, 1954.

Manuskr. eingeg. 10. 5. 1957.

Anschrift des Verfassers: Svend Th. Andersen, Danmarks Geologiske Undersøgelse, Charlottenlund, Dänemark.

Datierungsfragen am Bockstein

Von Robert Wetzel, Tübingen

Mit 5 Abbildungen im Text und einer Tafel (II)

Zusammenfassung. Am Bockstein im Lonetal (Württemberg) sind 1954—56 die Schichten an der Brandplatte und am Hang unterhalb der Schmiede ausgegraben und, soweit technisch möglich, bis in die Ablagerungen des Talgrundes verfolgt worden. An neu und früher ergrabenen Schichten wurden sedimentanalytische, faunistische und floristische Spezialuntersuchungen durchgeführt (Elisabeth Schmid, Ulrich Lehmann, Paul Filzer). Nach den bisher vorliegenden Ergebnissen entstand wahrscheinlich die violette Schicht des Bocksteinlochs mit ihrer Faustkeilkultur in einer ausgeprägten Wärmephase des Riss-Würm-Interglazials (alle Benennungen im klassischen Sinne gebraucht), die etwas ältere Schicht der Faustkeil-Hauptkultur der Bocksteinschmiede in einer früheren, kühleren Phase der selben Wärmezeit, oder in einer späten Phase der ausgehenden Riss-Eiszeit. Älter als die Hauptkultur der Schmiede ist ein mächtiger Stoß von Schichten, mit nochmals mehrfachem Wechsel von wärmezeitlich und kältezeitlich entstandenen Sedimenten. Die Reihe der Faustkeilkulturen vom Bockstein, vor allem die Hauptkultur der Schmiede, scheint so alt zu sein, daß in ihr nach gewissen Ausgangsformen für spätere Kulturentfaltung gesucht werden darf. In bemerkenswertem Gegensatz zu übereinstimmenden sedimentanalytischen und floristischen Befunden fehlt im Bilde der vorliegenden Säugetierreste fast jede spezifische, kälte- oder wärmezeitliche Prägung.

Résumé. Au Bockstein dans la vallée de la Lone (Württemberg) les couches de la Brandplatte et du Hang situé au dessous de la Schmiede ont été mises à jour et autant que le permettaient nos moyens techniques, suivies jusqu' aux gisements au fond de la vallée. Dans les couches de découverte récente et ancienne, des recherches particulieres ont été faites, concernant l'analyse des sédiments, la faune et la flore (Elisabeth Schmid, Ulrich Lehmann, Paul Filzer). D'aprés les résultats que nous possédons jusqu'à ce jour, la couche violette du Bocksteinloch avec sa civilisation de coups de poing a pris naissance vraisemblablement dans une phase nettement caractérisée de l'interglaciaire de Riss-Würm (tous ces termes sont pris dans leur sens classique), la couche un peu plus ancienne de la civilisation principale des coups de poing de la Bocksteinschmiede, dans une phase antérieure, plus fraiche de la même époque de chaleur, ou bien dans une phase tardive de la fin de l'époque glaciaire du Riss. Plus ancien que la civilisation principale de la Schmiede est un imposant amoncellement de couches dans lesquels on voit une fois de plus alterner à plusieurs reprises les sédiments d'une époque de chaleur et ceux d'une époque de froid. La série des civilisations des coups de poing et spécialement la civilisation principale de la Schmiede, paraissent être si anciennes que l'on peut chercher dans certaines de leurs formes le point de départ de civilisations ultérieures. Fait remarquable, à l'opposé des résultats de l'analyse des sédiments et des études de la flore, près que tout caractère spécifique propre aux époques de chaleur et de froid fait défaut dans l'image des restes de mammifères que nous possédons.

Summary. From 1954—1956 in the Bockstein area (Lonetal, Württemberg) the layers of the Brandplatte and of the Hang on the lower side of the Schmiede were excavated and — as far as was technically possible — were traced down to the deposits of the valley bed. In both the recent and earlier excavations analytical tests for sediments, fauna and flora were undertaken (Elizabeth Schmid, Ulrich Lehmann, Paul Filzer). Judging from the results which have sofar come to hand, the violet layer of the Bocksteinloch with its Hand-Axe-Culture must have been formed in a markedly warm phase of the Riss-Würm-Interglacial (using these terms in the classical sense), while the somwhat older layer of the main culture of Hand-Axes of the Bocksteinschmiede points to an earlier and colder period of the same warm phase, or to rather late stage of the outgoing Riss-Glaciation. Older still than the main culture of the Schmiede is a great pile of layers which presents once again a varied interchange of sediments produced in warm and cold periods. The sequence of Hand-Axe-Cultures — above all the main culture of the Schmiede — appears to be so old that in it certain germinal forms of later culture—development may be sought. In noticeable contrast with corresponding sedimental-analytical and floristical results of examination there is a complete gap in the records of mammal remains as far as their specific attribution to colder or warmer periodes is concerned.

Mit ihrer Exkursion am 21. September 1953 gab mir die Stuttgarter Tagung der Deutschen Quartärvereinigung den Anstoß zu einer vorläufigen Äußerung über Ergebnisse und Probleme der „Quartärforschung im Lonetal" (Eiszeitalter und Gegenwart **4/5**, 1954). Die Datierung der seit 1932 insbesondere am Bocksteín neu erschlossenen Kulturen konnte 1953/54 nur in Vermutungen erörtert werden. Es war zu hoffen, die Fortsetzung der Arbeiten werde bald die eine und andere, gewissere Antwort auf offene Fragen erlauben und damit endlich auch die ausführliche Veröffentlichung der Befunde ermöglichen. Es bedurfte aber noch dreier, jeweils sechswöchig mit verstärkter Belegschaft durchgeführter Grabungen, bis die drängendsten Probleme zwar immer noch keineswegs „gelöst" waren, Lösungen aber doch auf breiterer und festerer Grundlage erwogen werden konnten. Solche Erwägungen können heute zudem durch Erkenntnisse gestützt werden, die mittlerweile von den Spezialuntersuchern gewonnen wurden — von Elisabeth Schmid (Schichten und Schneckenreste), Ulrich Lehmann (Skelettreste von Wirbeltieren), Paul Filzer (Pflanzenreste), mit deren freundlicher Erlaubnis ich einige Ergebnisse ihrer, der ausführlichen Veröffentlichung zugehörigen Bearbeitungen hier vorweg nenne. Der kurze, folgende Bericht möge die wichtigsten Fragen der Datierung unserer Bocksteinkulturen in konzentrierter Form zur Diskussion stellen, während — nach genau 25 Jahren meiner eigenen Beteiligung an den 95 Jahren urgeschichtlicher Lontalforschung — der erste Band des Bocksteinbuches bei Kohlhammer in Stuttgart gedruckt wird.

Am Abhang unterhalb der Bocksteinschmiede wurden in den Jahren 1954, 1955 und 1956 unerwartet mächtige und vielfältig gegliederte Schuttlagen in einem 7.50 m breiten Abbaustreifen bis auf den gewachsenen Fels des tertiär ausgelaugten Talskelettes abgetragen. Was 1953 in einem „Gräbele" erst eben angeschnitten war, konnte seither in Profilen bis zu 8.00 m Mächtigkeit aufgeschlossen werden. Der Fels der Talwand fällt so steil, daß er nur bis rund 16.00 m abwärts vom Vermessungsnullpunkt verfolgt werden konnte — siehe die Skizzen des Medianprofils und des Sagittalprofils + 5.50 F. in Taf. II[1]). Von da ab talwärts waren die Schuttschichten nicht mehr bis zum Felsgrund aufzuschließen. Zwar vermochte der Bagger des Herrn Maurermeisters Hans Graf in Oberstotzingen gegen Ende der Grabungen des Jahres 1956 das Sagittalprofil + 5.50 F. erheblich tiefer freizuschachten, als dies in der Handarbeit mit dem Pickele oder höchstens einmal dem groben Pickel zu erreichen war; schließlich aber mußte auch die Baggergrabung mit der begrenzten Reichweite des Greifarms und in der Rücksicht auf die Sicherheit für die beteiligten Männer ihr immer noch vorzeitiges Ende finden. Ausschließlich dem Bagger ist es zu danken, daß wir endlich im Oktober 1956, lang nach dem Abschluß der Grabungen, mit einigen Wiesenschlitzen unsere Hangprofile in den Talgrund, allerdings auch hier nicht bis in die erwünschten Tiefen hinunter, fortsetzen konnten. Unsere Kenntnis der Schichten am Bocksteín wurde 1955 und 1956 durch weitere Ausgrabungen am „Törle" der alten Bocksteinhöhle, sowie durch einige Schacht-

[1]) Schnitte senkrecht zum Berghang nennen wir nach anatomischer Weise „sagittal", Schnitte quer dem Hang entlang „frontal". Bei der Anlage einer Grabung wird ein Sagittalschnitt womöglich so abgesteckt, daß er als „Mediane" ungefähr durch die Mitte der auszugrabenden Höhle und ihres Vorplatzes führt und weiterhin als Hauptbezugsebene für Abbau und Vermessung dienen kann. Was bergwärts liegt von einem, in der Mediane festgelegten, absoluten Nullpunkt, erhält die Bezeichnung + x.xx m S. (sagittal), was talwärts liegt, — x xx S.; was für den Blick vom Tal zum Berg links ist von der Mediane, + x.xx F. (frontal), was rechts ist, — x.xx F.; was über der Horizontale des absoluten Nuttpunkts liegt, + X.xx (Meterzahl in lateinischer Ziffer), was tiefer liegt, — X.xx. So heißt z. B. „Sagittalprofil + 5.50 F." die Ebene, die mit 5.50 m Zwischenraum links von der Mediane verläuft, oder „Frontalprofil + 3.60 S." die Ebene, die in 3.60 m Abstand bergwärts vom Nullpunkt die Sagittalen rechtwinklig schneidet. Mit „+ 5.50 F. / — 19.00 S. / — XII. 50" ist ein Punkt bezeichnet, der in der Sagittalebene + 5.50 F. um 19.00 m talwärts von Null und um 12.50 m tiefer liegt als die Null-Horizontalebene.

grabungen am Waldrand und in der Wiese unterhalb der alten Höhle erweitert; wir waren aber bisher nicht in der Lage, die Profile des „alten" und des „neuen" Bocksteins in durchgehenden Aufschlüssen so unmittelbar miteinander zu verbinden, wie dies als die via regia jeder Schichtenvergleichung immer anzustreben ist.

In der alten, stichwortmäßigen Formulierung „Riß oder Würm" fragen wir vordringlich nach der zeitlichen Eingliederung der Faustkeilkultur, die mit der überwiegenden Menge ihrer mehr als tausend guten Stücke aus dem engeren Raum der eigentlichen „Bocksteinschmiede" geborgen wurde und mit der Art ihres Inventars zu diesem Namen den Anlaß gab. Mit der sorgfältigen Ausarbeitung ihrer vielen schönen Werkzeuge, mit deren ungewöhnlichem Formenreichtum im Rahmen einer stilistisch gleichwohl streng umschriebenen Eigenart, findet die Hauptkultur der Schmiede vorzugsweise unser Interesse; die ganze Sippe etwas jüngerer und auch älterer Bocksteinkulturen wird, der Hauptkultur mehr oder minder ähnlich, am besten von ihr aus vergleichend morphologisch betrachtet. Wie wir aber die frühen Bocksteinkulturen schließlich in ihrer Bedeutung für die europäische und gesamtmenschliche Urgeschichte zu bewerten haben, hängt entscheidend von der Altersbestimmung ab, die der gleichen Kultur, je nachdem, den Charakter eines wegeweisenden Vorläufers anderwärts vertretener Kulturen, ihres Zeitgenossen, oder auch des zurückgebliebenen Spätlings verleihen kann. Als ein solcher Nachkömmling westeuropäischer Vorbilder müßte unsere Schmiedenkultur gelten, wenn sie wirklich in den unteren Lagen eines darüber durchweg „kalten" Schichtenstoßes aus der letzten großen Vereisungszeit gelegen wäre. Riek postuliert eine solche stratigraphische Lage für sein „Jung-Acheuléen" (Die Eiszeitjägerstation am Vogelherd I. 1934, S. 100), dessen einziger, kleiner Faustkeil (Taf. V. Fig. 3) zur Hauptkultur der Schmiede durchaus passen könnte. Seitdem ich — nach anfänglicher Übereinstimmung — an der Richtigkeit der Riek'schen Deutung des Vogelherdprofils (S. 37 bis 39) zweifle und mindestens ihre naheliegende Übertragung auf die Bocksteinschmiede ablehne, muß ich mich sichern gegen den Einwand, ich wünschte mehr, als daß ich es beweisen könnte, meiner Hauptkultur der Bocksteinschmiede sei mit einem höheren erdgeschichtlichen Alter auch der höhere kulturelle Rang zuzuerkennen. Tatsächlich ließ mich zuerst die eindrücklich ursprüngliche Schönheit der Schmiedenkultur vermuten, sie sei älter als früh-würmeiszeitlich; aber wenn ich weiterhin auch alle stratigraphischen Anhalte für die Möglichkeit eines höheren Alters sorgsam beachte, so mußte doch die Frage der Datierung unserer alten Bocksteinkulturen zunächst ausdrücklich offen bleiben (1954, S. 128-131).

So war ich auch am Morgen des 1. September 1954 beim Frühstück im Bocksteinhäusle mit Paul Woldstedt und Elisabeth Schmid darüber einig gewesen, daß meine Vermutung eines wärmezeitlichen Hiatus in der Schichtenfolge über der Schmiedenkultur vielleicht richtig, vorerst aber unbewiesen sei, und daß wir so lange im Zweifelsfall bei der würmeiszeitlich „kalten" Deutung des ganzen Profiles bleiben müßten. Kaum war nach dieser Diskussion Elisabeth Schmid vom Bocksteín abgereist, als Paul Filzer ihn bestieg und uns mit der ganz nebenbei gemurmelten Mitteilung alarmierte, er habe einige Kohlestückchen aus der violetten Schicht des Bocksteinlochs (Taf. II A; 1954 Medianschnitt und Abb. 21 G/f) als Eichen- *(Quercus)*, Ahorn- *(Acer)*, Hagbuchen- *(Carpinus)* und (wahrscheinlich) Haselholz *(Corylus)* bestimmt. Die Kohlen waren am 4. 9. 1934 auf der Fläche + 11.00 bis + 13.00 S./± 0 bis —2.00 F. des Bocksteinlochs in der violetten Schicht gefunden worden; mit vielen anderen Klein- und Feinfunden waren sie „verloren", nachdem der Erbe meines Tübinger anatomischen Lehrstuhls meine Sammlungen aus dem Institut evakuieren ließ, während ich in Gefangenschaft abwesend war. Erst 1954 hatte ich durch Zufall die Kohlestückchen, zum Glück noch wohlverpackt, mit aller originalen Herkunftsbezeichnung wiedergefunden, und ohne einen Gedanken daran, daß gerade sie einen Laubwald dokumentieren könnten,

der Ordnung und Vollständigkeit halber zur Bestimmung an FILZER gegeben. Sein unerwarteter Untersuchungsbefund brachte den bisher vermißten Nachweis dafür, daß die violette Schicht, über der Hauptkultur gelegen und jünger als sie, auf begrenzter Fläche im Schutz der Höhle erhalten, auch reell jene Wärmezeit repräsentiert, die ich bisher nur im virtuellen Hiatus — und, mit der Oberfläche des gelben Lehms, an falscher Stelle — vermutet hatte. Die Nachuntersuchung einer noch vorhandenen Erdprobe aus der, seit 1935 ganz abgebauten, violetten Kulturschicht ergab in vereinzelten Pollen eine Bestätigung, zwar nicht für den leicht verderblichen Ahorn *(Acer)*, wohl aber für Eiche *(Quercus)*, Hagbuche *(Carpinus)* und jetzt auch sicher Hasel *(Corylus)*. Dazu kam Weide *(Salix)* und vor allem Kiefer *(Pinus)*, außerdem sind Korbblütler *(Compositae)*, Doldengewächse *(Umbelliferae)*, Gräser *(Gramineae)* und (vielleicht) Wegerich *(Plantago?)* gefunden worden. Die immer schwebende Frage, wie weit der Bestand an Holzkohlen durch kulturelle Auslese bedingt sein könnte, ist hier bemerkenswerter Weise im Sinne einer bevorzugten Laubholzfeuerung beantwortet. Keinesfalls aber vermag ein pollendiagnostisch erwiesenes Vorkommen der Kiefer neben den Laubhölzern das wärmezeitliche Bild der Baumflora zu verwischen.

Der Wärmewald der violetten Schicht bewegte uns umso mehr, als wir wenige Wochen vorher eine weitere, eindeutig wärmezeitliche Ablagerung kennen gelernt hatten. Im großen Graben, dem 1953 erst angefangenen Sagittalschlitz entlang der Mediane, war am 9. 8. 1954 die schwarzviolette Schicht angeschnitten und seither streckenweise abgebaut worden. Zum großen Teil aus locker gepacktem, grobem bis gröbstem Kalkschutt bestehend, mußte diese auffallende Schicht mit dem erheblichen Humusgehalt ihrer lose kleinsteinigen Lehmfüllung, mit einer Unmenge wohlerhaltener Gehäuse von Waldschnecken und mit kleinsten Stücken von überwiegend Laubholzkohlen, schon für die oberflächliche erste Betrachtung als wärmezeitlich erscheinen. Die Befürworter eines würmzeitlichen Alters unserer Faustkeilkulturen, insbesondere der Hauptkultur der Schmiede, sahen denn auch unbedenklich in der schwarzvioletten Schicht einen Niederschlag der Riß/Würm-Interglazialzeit im klassischen Sinne dieser Bezeichnung. Jetzt, nach dem Nachweis eines Wärmewaldes in der violetten Schicht, mußte neu mit allen Mitteln nach einer gültigen Deutung der Schichtenfolge gesucht werden. So grundsätzlich methodisch wir dabei von der Priorität der unmittelbaren oder, bei getrennten Profilen, der „accordweisen" Schichtenvergleichung ausgehen (WETZEL 1954, S. 113 ff) und jeder typologischen Parallelisierung die Auswertung aller stratigraphischen, sedimentanalytischen, faunistischen und floristischen Differenzierungsmöglichkeiten vorziehen, so ist doch auch die hilfsweise Beiziehung der Kulturvergleichung in bestimmten Grenzen und unter bestimmten Umständen erlaubt, ja geboten und unentbehrlich. Die vergleichsweise Verwertung widerspruchslos festgestellter, großer Züge der kulturellen Entfaltung („geschlossene Faustkeilkulturen sind älter als einheitliche Klingenkulturen mit Knochenwerkzeugen") ist der Urgeschichte so gut erlaubt, wie der Paläontologie die Anwendung des — für alle erst zu klärenden Einzelfragen untauglichen — Leitfossilprinzips im Rahmen klarer großer Linien der erdgeschichtlichen Entfaltung der Organismenwelt; die Nächstvergleichung der Aufschlüsse unserer „Profilnester" am Bockstein erlaubt darüber hinaus eine Ausdeutung manches typologischen Befundes, die der Fernvergleichung versagt werden muß.

In den ausgewählten Ausschnitten bezeichnender Profile sollen mit der Tafel II die stratigraphischen Vergleichungsmöglichkeiten der am „neuen" Bockstein 1932 bis 1956 aufgeschlossenen Schichten sichtbar gemacht werden. Mit den Verbindungslinien zwischen den Schichtengrenzen verschiedener Profile sind die Lageverhältnisse bezeichnet, auch für Ablagerungen, die sich nirgends unmittelbar im selben Profil berühren, sich durch kettenweise Verzahnungen aber doch zueinander ordnen lassen; besonders deutlich wird das vielfältige Auskeilen der Schichten mit den entsprechenden Hiatus. So kann der

Entwurf zu einem Idealbild der wichtigsten Ablagerungen aus dem Profilvergleichungsschema unmittelbar abgelesen werden. Hier sei zunächst für die Schmiede mit dem Loch, die Brandplatte und den Abhang eine solche „ideale" Schichtenfolge zusammengestellt und mit kurzen Angaben über bereits vorliegende Ergebnisse der sedimentanalytischen, faunistischen und floristischen Spezialuntersuchungen verbunden. Für jede einzelne Schicht ist angegeben, in welchen Profilen der Tafel II sie vertreten ist.

Humus-Kalkschutt (B.C.D.E.F.G.). Oben grobsteiniger, in tieferen Lagen fein- bis feinststeiniger Kalkschutt mit schwarzer Humuserde. Spärliche Reste einer nach-eiszeitlichen Wildfauna.

Braune Krume (H.J.K.L.). So gut wie steinlose, grau- bis rötlichbraune, lockere (lössig erscheinende) Erde.

Die beiderlei Oberflächenschichten sind homolog; im Medianprofil bei — 28.00 S., im Sagittalprofil + 5.50 F. bei — 33.00 S. löst die braune Krume den Humuskalkschutt ab. Beide Oberflächenschichten können als nacheiszeitalterliche Bildung gelten.

Blanker Bergkies (A.B.C.D. . . F.). Kleinsteiniger Kalkschutt mit wenig, stellenweise ohne Lehmfüllung. Übergang von kälterem zu wärmerem Klima. — Wolf *(Canis lupus)*, Höhlenbär *(Ursus spelaeus)*, Dachs *(Meles meles)*, Kleines Wildpferd *(Equus przewalski)*, Ren *(Rangifer)*. — In oberen Lagen Eiche *(Quercus)*, Ahorn *(Acer)*.

Oberer Löß (A. . . C.). Graugrünlicher Löß mit stellenweise groben Kalkbrocken. Trokkene Kältezeit. — Panther *(Panthera spelaea*, Höhlenlöwe), kleines Wildpferd *(Equus przewalski)*, Wollnashorn *(Coelodonta antiquitatis)*, Ren *(Rangifer)*. — Kiefer *(Pinus)*, Korbblütler *(Compositae)*, Farne *(Filices)*.

Feinsteiniger Lehm (A.B.C.D.). Gelblich-bräunlicher Lehm mit feinem Kalkschutt. — Trocken-kühles Klima einer „Wärmeschwankung". — Feldmaus *(Microtus agrestis arvalis)*, Hyäne *(Hyaena spelaea*, Braunbär *(Ursus arctos)*, kleines Wildpferd *(Egnus przewalski)*, Wollnashorn *(Coelodonta antiquitatis)*, Ren *(Rangifer)*, Wildrind *(Bos* sp. ind. — Schnecke *Ariantha*.

Lehmiger Bergkies (E.F.G.). Brauner Lehm mit feinem Kalkschutt, dem feinsteinigen Lehm homolog, mit ihm durch Frontalprofile zwischen der Mediane und dem Sagittalprofil + 5.50 F. unmittelbar verbunden.

Streifiger gelber Lehm (A. . . C.D.), talwärts zunehmend steinig und nicht mehr streifig (E.F.G.). Kältezeitlich abgelagertes, in einer Auftauphase durchnäßtes und verschwemmtes Sediment. — Hase *(Lepus)*, Erdmaus *(Microtus agrestis)*, Wolf *(Canis lupus)*, Rotfuchs *Vulpes vulpes)*, Wiesel *(Mustela nivalis)*, Hyäne *(Hyaena spelaea)*, Panther *(Panthera spelaea)*, Mammut *(Elephas primigenita)*, großes Wildpferd *(Equus germanicus)*, Wollnashorn *(Cododonta antiquitatis)*, Ren *(Rangifer)*, Rothirsch *(Cervus elaphus)*, Wildrind *(Bos* sp. ind.).

Brauner Grobschutt (B.C.). Mittelgrober Kalkschutt in gelblich-bräunlichem Lehm. Ablagerung einer Kaltzeit. — Murmeltier *Marmotta marmotta)*, Wolf *(Canis lupus)*, Rotfuchs *(Vulpes vulpes)*, Höhlenbär *(Ursus spelaeus)*, Hyäne *(Hyaena spelaea)*, Panther *(Panthera spelaea)*, Mammut *(Elephas primigenius)*, großes Wildpferd *(Equus germanicus)*, Wollnashorn *(Coelodonta antiquitatis)*, Ren *(Rangifer)*, Hirsch *(Cervus* sp. ind.), Wildrind *(Bos* sp. ind.), Moschusochse *(Ovibos moschatus)*.

Der braune Grobschutt liegt eindeutig unter dem gelben Lehm (C.) und über der Hauptkulturschicht (B.); er hört aber nach dem Höhlenhintergrunde zu bei + 7.80 S. des Medianprofils auf (1954, Abb. 5), überschneidet sich also nirgends mit der hellbraunen und vor allem der violetten Kulturschicht des Bocksteinlochs, die erst nach + 8.50 S. beginnen. So mußte es der Schmid'schen Sedimentuntersuchung vorbehalten bleiben, über die stratigraphisch offene Eingliederung dieser Schicht zu entscheiden. Es zeigte sich, daß der braune Grobschutt (von mir früher als „brauner Schotter" bezeichnet) zum hangenden gelben Lehm in nächster Beziehung steht, daß er also unmittelbar unter ihm und über der violetten Schicht in die Schichtenfolge einzugliedern ist. Nachdem ich im Anblick des Profils geglaubt hatte, eine braune Lehmschicht dicht über der Hauptkultur bei + 0.30 bis + 2.70 entlang der Mediane dem höhlenwärts anschließenden braunen Grobschutt zurechnen zu dürfen, ließ ich mich in dieser Annahme durch Elisabeth Schmid dahin berichtigen, daß dieser Schichtbereich dem feinsteinigen Lehm zuzurechnen sei.

Feinkies (C.). Kleinststeiniger Kalkschutt, fast ohne Lehm dazwischen, als „Querschachtskies" im begrenzten Bereich um + 2.50 F./3.50 S. aufgeschlossen. Äußerlich ähnlich dem oberen, „kalten" bis „kühlen" Bergkies. — Hamster *(Cricetus cricetus)*, Wolf *(Canis lupus)*, Rotfuchs *(Vulpes vulpes)*, Höhlenbär *(Ursus spelaeus)*, Dachs *(Meles meles)*, Hyäne *(Hyaena spelaea)*, großes Wildpferd *(Equus germanicus)*, Wollnashorn *(Coelodonta antiquitatis)*, Ren *(Rangifer)*,

Rothirsch *(Cervus elaphus)*, Hirsch *(Cervus* sp. ind.), Wildrind *(Bos* sp. ind.), Auerhuhn *(Tetrao urogallus)*.

Wie der braune Grobschutt, so steht auch dieser untere Feinkies in keiner unmittelbaren Lagebeziehung zur violetten Schicht. Eine sedimentanalytische Qualifizierung liegt noch nicht vor; ich stelle die Schicht unter Vorbehalt dicht unter die „kalten", hangenden Schichten des braunen Grobschutts und des gelben Lehms.

Violette Kulturschicht (A). Violettbräunlicher, „knollenmergelfarbiger" Lehm mit mäßig vielen, mittelgroben Kalkstücken. Warm-trocken-kontinentales Ablagerungsklima. — Wolf *(Canis lupus)*, Rotfuchs *(Vulpes vulpes)*, kleiner Fuchs *(Alopex lagopus?)*, Höhlenbär *(Ursus spelaeus)*, Dachs *(Meles meles)* Hyäne *(Hyaena spelaea)*, großes Wildpferd *(Equus germanicus)*, Wollnashorn *(Coelodonta antiquitatis)*, Ren *(Rangifer)*, Rothirsch *(Cervus elaphus)*, Hirsch *(Cervus* sp. ind.), Wildrind *(Bos* sp. ind.), Auerhuhn *(Tetrao urogallus)*. — Eiche *(Quercus)*, Ahorn *(Acer)*, Hagbuche *(Carpinus)*, Hasel *(Corylus)*, Weide *(Salix)*, Kiefer *(Pinus)*, Doldengewächse *(Umbelliferae)*, Korbblütler *(Compositae)* Gräser *(Gramineae)*, vielleicht Wegerich *(Plantago?)*.

Hellbraune Kulturschicht (A.). Hellbraun-locker-lehmige Schicht mit wenig feinem Kalkbruch. — Hase *(Lepus)*, Wolf *(Canis lupus)*, Dachs *(Meles meles)*, großes Wildpferd *(Equus germanicus)*, Hirsch *(Cervus* sp. ind.), Wildrind *(Bos* sp. ind.)

Tieferer Löß (E.). Fast steinloser — allerdings durch eine Kalkschuttlage unterbrochener — Löß, offensichtlich verschwemmt, also vielleicht primär noch älter, als es seiner sekundär endgültigen Lagerung entspräche, zwischen der „roten Faustkeilzone" des Hangs und dem steinigen Lehm — als ein begrenzter Keil von — 7.60 bis rund — 14.00 S. am Felsabfall entlang der Mediane. Ein teilweises Übergreifen oberster Teile der Faustkeilschicht nicht nur zwischen, sondern auch über den tieferen Löß läßt vermuten, daß er gegen Ende der Faustkeilzeit abgelagert oder verlagert wurde. Die eingehende Erörterung der verwickelten Stratigraphie und noch verwickelterer Deutungsmöglichkeiten kann erst nach dem Vorliegen der Sedimentanalyse weitergeführt werden. Stratigraphisch kann eine Abschwemmung des tieferen Lösses nicht der Lehmverschwemmungsphase zugerechnet werden, die Elisabeth Schmid für die Zeit nach der Ablagerung des gelben Lehms ansetzt. Sie müßte vielmehr in einer Naßzeit am Ende „einer der Faustkeilzeiten" erfolgt sein. „Einer" ..., weil bisher nicht auszumachen ist, welcher der Faustkeilschichten bei der Schmiede und im Loch die rote Faustkeilzone des Hangs entspricht.

Hauptkulturschicht der Schmiede (A.B.C.). Sepiabraune Lehmerde mit kleinstückigem Kalkschutt. Feucht-gemäßigtes Ablagerungsklima. — Hase *(Lepus)*, Murmeltier *(Marmotta marmotta)*, Wolf *(Canis lupus)*, Rotfuchs *(Vulpes vulpes)*, Alpenwolf *(Cuon alpinus)*, Höhlenbär *(Ursus spelaeus)*, Panther *(Panthera spelaea)*, Mammut *Elephas primigenius)*, großes Wildpferd *(Equus germanicus)*, Wollnashorn *(Coelodonta antiquitatis)*, Ren *(Rangifer)*, Rothirsch *(Cervus elaphus)*, Riesenhirsch *(Megaceros giganteus)*, Auerochse *(Bos primigenius)*, Gemse *(Rupicapra rupicapra)*. — Hasel *(Corylus)*, Kiefer *(Pinus)*.

Braune bis orangebraune Kultur an der Brandplatte (D.). Bräunlich-rötlichgelber Lehm mit feinem Kalkbruch, in unmittelbarer Fortsetzung der Hauptkulturschicht der Schmiede. — Wolf *Canis lupus)*, Rotfuchs *(Vulpes vulpes)*, großes Wildpferd *(Equus germanicus)*, Auerhuhn *(Tetrao urogallus)*. — Eiche *(Quercus)*.

Rote Faustkeilkultur am Hang (E.G.). Lockere Erde mit mittelgrobem bis feinem Kalkbruch, rotbraun, nicht „violett-rot", am Hang vor allem im Bereich des großen Grabens vertreten, nur mit einer Zunge bei — 19.00 bis — 24.00 S. in das Sagittalprofil + 5.50 F. hinüberreichend. Unmittelbarer Schichtenzusammenhang mit der Faustkeilzone der Brandplatte im Bereich des Sagittalprofils + 2.50 F., damit auch mit der Hauptkulturschicht. — Hase *(Lepus)*, Lemming *(Lemmus* sp. ind.), Wolf *(Canis lupus)*, Fuchs *Vulpes* sp. ind.), Dachs *(Meles meles)*, Wiesel *(Mustela nivalis)*, Panther *(Panthera spelaea)*, Hyäne *(Hyaena spelaea)*, Wollnashorn *(Coelodonta antiquitatis)*, großes Wildpferd *(Equus germanicus)*, Ren *(Rangifer)*, Rothirsch *(Cervus elaphus)*, Birkhuhn *(Lysurus tetrix)*.

Dunkler Grobschutt und oberer Brand (A.B.C.). Grober Kalkschutt mit dunkler bis kohlenschwarzer Lehmerde, in der eigentlichen Brandschicht geröstete Kalksteine. Feucht-gemäßigtes Klima, wie zur Zeit der Hauptkultur. — Wühlratte *(Arvicola terrestris*, Wolf *(Canis lupus)*, Rotfuchs *(Vulpes vulpes)*, Höhlenbär *(Ursus spelaeus)*, Dachs *(Meles meles)*, Hyäne *(Hyaena spelaea)*, Panther *(Panthera spelaea)*, großes Wildpferd *(Equus germanicus)*, Rothirsch *(Cervus elaphus)*, Wildrind *(Bos* sp. ind.). — Kiefer *(Pinus)*, Fichte *(Picea)*.

Feine braune Erde in der Schmiede (B.). Feine, lockere braune Lehmerde fast ohne Steine. Kühl, trocken. — Maulwurf *(Talpa europaea)*, Wühlratte *(Arvicola terrestris)*, Feldmaus *(Microtus agrestis arvalis)*, Rotfuchs *(Vulpes vulpes)*, Hyäne *(Hyaena spelaea)*, großes Wildpferd *(Equus germanicus)*, Wollnashorn *(Coelodonta antiquitatis)*, Riesenhirsch *(Megaceros giganteus)*.

Feine gelbe Erde in der Schmiede (B.). Feine, lockere gelbliche Lehmerde mit feinstem Kalkbruch. Kühl, trocken. — Wühlratte *(Arvicola terrestris)*, Rotfuchs *(Vulpes vulpes)*, Braunbär *(Ursus arctos)*, Hyäne *(Hyaena spelaea)*, großes Wildpferd *(Equus germanicus)*, Wollnashorn *(Coelodonta antiquitatis)*.

Feiner brauner Lehm der Brandplatte und des Hangs (C.D... F.G.). Lockere, gelblich braune Lehmerde mit grobem Kalkbruch, an der Basis der untere Brand. Noch ohne Sedimentanalyse. — Hase *(Lepus)*, Maulwurf *(Talpa europaea)*, Mausohr *(Myotis myotis)*, Hamster *(Cricetus cricetus)*, Wühlratte *(Arvicola terrestris)*, Erdmaus *(Mycrotus agrestis)*, Fuchs *(Vulpes* sp. ind.), Dachs *(Meles meles)*, Panther *(Panthera spelaea)*, Hyäne *(Hyaena spelaea)*, großes Wildpferd *(Equus germanicus)*, Rothirsch *(Cervus elephus)*, Birkhuhn *(Lysurus tetrix)*. — Kiefer *(Pinus)*, Fichte *(Picea)*, Ulme *(Ulmus)*, Eiche *(Quercus)*, Weide *(Salix)*, Farne *(Filices)*.

Die genaue stratigraphische Parallelisierung des tiefen feinen braunen Lehms mit bestimmten, tiefen Lehmen der Schmiede und des Bocksteinlochs war in den Aufschlüssen nicht zu gewinnen. Die beiderlei Feinlehme der Schmiede sind ganz isolierte Schichtflecke in der Schmiedenvertiefung (1954, Medianprofil Abb. 5. + 1.00 bis + 2.60 S.), ihrerseits von einem ebenso isolierten tiefsten Feinlehm unterlagert. Er könnte, muß aber nicht dem braunen Feinlehm ... oder auch dem folgenden roten Tiefenlehm entsprechen.

Roter Tiefenlehm (A.B.). Zwischen großen Kalktrümmern liegender, rötlicher feiner Lehm, im Bocksteinloch. Nach sedimentanalytischer Beurteilung einer nassen Auftauphase entsprechend. — Wolf *(Canis lupus)*, Rotfuchs *(Vulpes vulpes)*, Hyäne *(Hyaena spelaea)*, großes Wildpferd *(Equus germanicus)*, Wollnashorn *(Coelodonda antiquitatis)*, Riesenhirsch *(Megaceros giganteus)*, Hirsch *(Cervus* sp. ind.), Wildrind *(Bos* sp. ind.).

Der rote Tiefenlehm, da und dort nur noch von eigentlichem „Bodenspeck" unterlagert, ist bei anscheinend ununterbrochenem Zusammenhang mit den hangenden feinen Lehmen am ehesten als deren basaler Beginn anzusprechen. Ganz gesichert ist auch diese Vermutung nicht; vor allem kann weder behauptet noch ausgeschlossen werden, daß tiefste Feinlehmlagen mit gewissen Tiefenschichten des Hangs zusammengehören.

Rotbrauner Feinschutt am Hang (E.F.G.). Feiner Kalkschutt mit wenig rotbrauner, lockerer Lehmerde. Noch ohne Sedimentanalyse. Keine bestimmbaren Tier- und Pflanzenreste.

Der rotbraune Feinschutt liegt in seiner größten Mächtigkeit im Südostabschnitt des Abbaufeldes ohne zwischengeschalteten feinen Lehm dicht unter der roten Faustkeilschicht. Nach Nordwesten zu liegt er unter dem braunen Feinlehm und verliert dabei an Mächtigkeit wie an facieller Prägnanz.

Gelber Steinlehm (E.F.G.). Chromgelber Lehm mit viel mittelgrobem Kalkschutt. Noch ohne Sedimentanalyse. — Murmeltier *(Marmotta marmotta)*, Fuchs *(Vulpes* sp. ind.), großes Wildpferd *(Equus germanicus)*, Zwergtaucher *(Podicipes fluviatilis)*, *Amphibia*. — Nadelhölzer *(Coniferae)*. Der chromgelbe Steinlehm gehört, über die ganze Abhangabbaufläche vertreten, zu deren bezeichnendsten Sedimenten.

Violetter Feinschutt (F.G.). Feinschutt mit ganz wenig, violettbrauner Lehmfüllung. Noch ohne Sedimentanalyse. Keine Tier- und Pflanzenreste. Die Schicht ist nur im Nordwestabschnitt des Hangs ab — 14.00 S. talwärts vertreten.

Blanker Grobschutt (E.F.G.). Straßenschottergrober Kalkschutt ohne jede Lehmfüllung, ohne Tier- und Pflanzenreste, im ganzen Hangfeld ab — 14.00 / 13.00 S. talwärts vorhanden.

Schwarzviolette Schicht (E.F.G.). Gröbster Kalkbruch, daneben allerfeinster Kalkschutt, mit schwarzvioletter, feiner lockerer Lehmerde. — Reh *(Capreolus capreolus)*, Kleinsäuger *(Mammalia minima)*, Schnecken eines warmen, feuchten Waldes. — Hainbuche *(Carpinus)*, Hasel *(Corylus)*, Schwarzdorn *(Crataegus)*, Kiefer *(Pinus)*, Fichte *(Picea)*, Beifuß *(Artemisia)*. Auch die schwarzviolette Schicht ist, etwa ab —10.00 S. talwärts, am ganzen Hang vertreten.

Ockergelbe Feinschutte (E.F.G.). Feinschuttlagen von wechselnden Korngrößen mit sehr wenig, kräftig ocker- bis orangegelber Lehmbeteiligung. — Fuchs *(Vulpes* sp. ind.), Kleinsäuger *(Mammalia minima)*, Vögel *(Aves)*. Am ganzen Steilabfall des Hangs liegt der ockergelbe Feinschutt dicht auf dem gewachsenen Fels. Sinterzone in der Schichtoberfläche von — 10.00 bis — 14.00 S. des Nordwestfeldes am Hang.

Feiner tiefer Lehm (F.). Gelblicher (lössiger?) Lehm mit wenig grobem Kalk. Bisher nur in kleiner Fläche im Sagittalprofil + 5.50 F. am Fuß des Felsabfalls aufgeschlossen, unter den ockergelben Schutten. Der tiefe feine Lehm könnte — wenn größere und zusammenhängende Aufschlüsse zu erzielen wären — eine schlüsselmäßige Bedeutung gewinnen, sowohl für die bergwärtige Parallelisierung (tiefe feine Lehme an der Schmiede und im Loch), als auch für die Zusammenhänge mit den Talgrundsedimenten.

Die Zusammenstellung zeigt, daß dem Entwurf eines Idealprofils der Bocksteinschichten auch heute noch große Schwierigkeiten und Lücken der Befunde gegenüberstehen. Viele unserer Schichten, die in den ersten Aufschlüssen nicht zueinander zu ordnen waren, konnten durch die zusätzlichen Grabungen der letzten Jahre in eine klare Folge eingegliedert werden; für wesentliche Zusammenhänge aber fehlt die unmittelbar stratigraphische Verzahnung. Auch die sedimentanalytischen, faunistischen und floristischen Sonderuntersuchungen zeigen einschneidende Lücken, die nur zum Teil auf technische Verzögerungen, im Bereich der Faunen und der Floren viel mehr auf materialbedingte Unzulänglichkeiten zurückzuführen sind.

Die Wirbeltierreste sind in allen Schichten des neuen Bocksteins erstaunlich wenig zahlreich, in manchen kümmerlich oder überhaupt nicht vertreten. Sehr umstreitbar ist vielfach ihr Wert als Zeugen für bestimmte Klimate; denn wir wissen, daß höhere Wirbeltiere, Vögel und vor allem Säuger, in weitgehender Umstellungsfähigkeit ihre Lebensgewohnheiten in sehr viel kürzeren Zeiträumen ändern können, als sie seit „unseren" eiszeitalterlichen Bocksteinzeiten vergangen sind. Überschneidungen bei Klimawechsel sind sowieso selbstverständlich anzunehmen. Wühlende Erdbewohner scheiden weitgehend aus der Faunenbegutachtung aus, weil sie viel später in die Schicht gekommen sein können. So könnte eigentlich erst die sorgfältige Feststellung kleinerer quantitativer Schwankungen in der Beteiligung von „eher kälteliebenden" und „im Zweifelsfall mehr wärmeliebenden" Tieren gewisse klimatische Veränderungstendenzen erkennen lassen. Gerade dafür aber ist unser, überwiegend kulturell ausgelesenes Material an Wirbeltierresten ganz und gar ungenügend. Je „niederer" die Tiere, umso geringer ist, allgemein, ihre biologische Plastizität, und umso eher können klimagebundene Formen vorkommen. Die Schnecken wären, in uralten Schichten oft „wie neu" erhalten, mit vielen Arten in diesem Sinne brauchbar — aber sie sind in nur ganz wenigen Schichten genügend vertreten. Dazuhin sind viele der 1932—35 sorgsam gesammelten Schnecken seit der Zwangsverlagerung meiner Sammlungen verschwunden.

Am sichersten „leiten" klimatisch bestimmte Pflanzengruppen, vorzüglich die besonders gut erhaltenen Baumpollen. Zwar kann in unseren Bocksteinschichten von einer regelrechten quantitativen Pollenanalyse keine Rede sein. In vielen Schichten sind überhaupt keine, in anderen nur vereinzelte Pollen vorhanden bzw. erhalten, und so konnten wir in den Untersuchungen, die, 1932 mit noch sehr unzureichenden Mitteln begonnen, erst seit 1953 durch Filzer unter Ausnützung aller seither entwickelten Möglichkeiten durchgeführt werden, nur eben das Vorkommen bestimmter Formen registrieren, aber weder — bis auf den günstigsten Ausnahmefall — ihr gegenseitiges Mengenverhältnis bestimmen, noch dessen Veränderungen von Schicht zu Schicht jemals durchgehend verfolgen. Immerhin kann das Vorhandensein bestimmter Baumarten, und sei es nur durch jeweils ein einziges Pollenkorn belegt, maßgebend bezeichnend sein für klimatische Verhältnisse, ohne die das Wachsen auch nur eines einzigen Baumes solcher Art, geschweige denn etwa einer ganzen Laubholzgruppe, unmöglich gewesen wäre. Die Pollenfunde werden in manchen Schichten durch zerstreute oder in Brandlagen gehäuftere Holzkohlestückchen ergänzt. Sehr viel mehr zwar, als die Pollen, unterliegen die Kohlen der kulturellen Auslese; gerade die Kohlen aber sind meistens genau zu bestimmen und sowieso als Baumwuchszeugen besonders wertvoll für klimatische Hinweise.

Suchen wir so, unter vorzugsweiser Auswertung der Sedimentbeschaffenheit und der Pflanzenreste mit reservierter Beiziehung der faunistischen Befunde, nach Anhalten für eine klimatische Gliederung unserer Bocksteinschichten und ihre Einordnung in das klassisch geläufige Schema der Kälte- und Wärmezeiten des Eiszeitalters, so gilt unsere erste Frage nach wie vor der violetten Faustkeilkultur des Bocksteinlochs. Sedimentanalyse und Flora weisen einhellig auf „warm". Im Bild der Fauna „stört" dabei der

kleine Fuchs, der als „Eisfuchs" läuft, von dem aber auch LEHMANN betont, daß damit eine unbewiesene aktualistische Schlußfolgerung gezogen wird; wir wissen nicht, ob „kleine" Füchse damit unbedingt kälteliebende Füchse waren. Wir können diese Überlegung nicht nur auf das Ren übertragen, das ja in so vielen Schichten mit dem Rothirsch zusammen gefunden wurde, sondern sogar auf das Wollnashorn, das fast in allen Schichten unseres „idealen" Bocksteinprofils vorkommt und in keiner einzigen, erscheine sie sonst noch so eindeutig „warm", durch das MERCK'sche Nashorn ersetzt ist. Abgesehen von der alten prinzipiellen Frage nach der Fraglichkeit alles „Leitens", darf der Zweifel an der Klimabindung des Wollnashorns sogar auf seine „Wolle" ausgedehnt werden. Wissen können wir von ihr nur, wo sie uns aus spätesten Phasen des Eiszeitalters in Natur oder im Bild überliefert ist; ob mit der bestimmten Zahnform immer, auch in früheren Eiszeitalterzeiten, die „Wolle" und damit die Kältebindung verknüpft war, müßte sich erst erweisen. Unsere eigenen Befunde brauchen ja nicht nur am Prokrustesbett früherer Schemata gemessen zu werden — sie sind auch selber neuer Befund und neues Ergebnis. Wenn in der violetten Kultur das „Woll"-Nashorn vorkommt, so müssen wir zur Kenntnis nehmen, daß dieses Tier auch in warmen Laub-Nadelholz-Mischwäldern noch leben konnte.

Es genüge für diese Mitteilung, das Problem der faunistischen Klimabindung oder Klima-Indifferenz am Beispiel der violetten Kultur genannt zu haben; es gilt für andere der kurz beschriebenen Schichten ebenso. Wie es auch mit ihrer Fauna sei, die violette Schicht bleibt „warm". Die Frage ist, welche Wärmezeit sie repräsentiert. Noch immer könnte sie als die Wärmeschwankung zwischen dem ersten und einem zweiten Würmvereisungsvorstoß gelten, und es bliebe dabei, daß erst die schwarzviolette Schicht als das eigentliche Riß/Würm-Interglazial im klassischen Sinne anzusprechen wäre. Gegen diese Deutung spricht nicht einmal unbedingt das Bild der Baumflora. Auch im Würm-I/II-Interstadial kommen Laubholzarten vor, wie sie u. a. BRANDTNER (Archaeologia Austriaca V 1950, S. 104) für die „Göttweiger Verlehmungszone" anführt. Der Eindruck des Botanikers FILZER, er habe es in der Flora der violetten Schicht mit einer vollgültig warmen Interglazialzeit zu tun und nicht nur mit einer interstadialen Schwankung, bedarf noch anderweitiger Stützung und Bestätigung.

Sie ergibt sich zunächst aus der Vergleichung mit den hangenden und den liegenden Gliedern des Profils. Nach Elisabeth SCHMID ist die warme violette Schicht nach oben gefolgt von einer niederschlagsreichen Vorstoßphase der I. Würmvereisungszeit, vertreten durch den kaltzeitlich abgelagerten braunen Grobschutt; der anschließende gelbe Lehm ist wohl ebenfalls noch kaltzeitlich entstanden, aber in einer folgenden Auftauphase durchnäßt und vielleicht verschwemmt, und er leitet damit über zu einer deutlichen Wärmeschwankung, die im kleinsteinigen Lehm ihren Niederschlag gefunden hat. Der darüber folgende Löß entspricht einer neuen II. Würmvereisungszeit, die mit dem blanken Bergkies ausklingt. Damit wäre „Göttweig" oder „Fellabrunn" (BRANDTNER Eisz. u. Geg. 1954), das Würm-I/II-Interstadial, sogar wirklich in unserem Profil vertreten, so deutlich, wie wir dies gerne zur Kenntnis nehmen, ohne jemals „fordern" zu dürfen, daß unsere Profile, deren beste und meistgliederige doch immer noch zum vielfach überwiegenden Teil aus Hiatūs bestehen, in irgend einer Hinsicht „vollständig" seien. Dies gelte hier auch von vornherein gegenüber der immer noch denkbaren These, der kleinsteinige Lehm sei in Wirklichkeit ein „Paudorf", also ein Würm-II/III-Interstadial, und es bleibe damit bei der alten Ansicht, die violette Schicht sei die Würm-Zwischenschwankung, die schwarzviolette Schicht das eigentliche Interglazial.

Dieser These aber widerspricht vor allem auch das Profil der liegenden Schichten. Schon die nächst tiefere, hellbraune Kulturschicht gehört offensichtlich nahe zur violetten Schicht und verleiht ihr eine gründlichere Basierung, als sie nur eben einer „Schwankung" zukommen sollte. Insbesondere aber scheint nach dem sedimentanalytischen Be-

fund auch die Hauptkulturschicht der Schmiede nicht, wie ich selbst es zunächst getan hatte, einfach nach dem Schema „Mammut = Kältezeit" zu beurteilen. Vielmehr schreibt ihr Elisabeth SCHMID samt dem darunter liegenden dunklen Grobschutt mit dem oberen Brand ein feucht-gemäßigtes Entstehungsklima zu, dem die sehr spärlichen Pflanzenreste wenigstens nicht unbedingt widersprechen. Erscheinen die darunter folgenden, feinen Lehme der Schmiede zu kühlerer und trockenerer Zeit entstanden, so hat sowohl der rote Tiefenlehm der Schmiede und des Bocksteinloches, als auch vor allem der braune Feinlehm der Brandplatte, dort dicht unter der Faustkeilzone folgend, einem wieder ausgeprägt warmen Klima seine Entstehung zu danken, soweit wir dies aus den gut und zahlreich erhaltenen Pflanzenresten auch der zugehörigen unteren Brandlage schließen dürfen. So haben wir es in der violetten Schicht gar nicht mit einer vereinzelten Warmzeitablagerung zu tun, sondern mit dem jüngsten Glied einer ganzen Folge von wahrscheinlich zusammengehörigen Ablagerungen einer im Ganzen gemäßigten bis warmen, im Einzelnen rasch und mehrfach schwankenden Klimaperiode. Ob wir sie als dieses Ganze einheitlich nehmen und in ihr die Riß/Würm-Wärmezeit sehen wollen, oder ob ihre kühleren Phasen, vor allem in der Hauptkulturschicht ausgeprägt, noch als letzte Ausschläge der Riß-Kältezeit gelten sollen, mag vorerst offen bleiben. In keinem Fall dürften wir in einem solchen, ganzen „Warmschichtenkomplex" nur eine interstadiale Zwischenphase sehen.

Tief erst unter dem braunen Feinlehm als dem ältesten Glied dieses Komplexes folgt die schwarzviolette Schicht als die nächst ältere, eindeutig warmzeitlich entstandene Ablagerung. Von ihrem nächst jüngeren Nachfolger, jenem braunen Feinlehm, ist sie durch mehrgliedrige Schichtenlager von Mächtigkeiten bis über 2, ja fast 3 m geschieden. Die Spezialuntersuchung dieser Zwischenschichten steht noch aus; wir werden uns aber schwerlich getäuscht sehen in der vorgreifenden Vermutung, es seien im wesentlichen kältezeitlich entstandene Sedimente. Mit ihnen wären wir, wenn unsere schlüsselmäßig entscheidende Zuordnung der oberen Wärmeschichten richtig ist, schon mitten in der großen Riß-Eiszeit. In ihr (Riß-I/II), wenn nicht gar vor ihr (Mindel/Riß) liegt die schwarzviolette Schicht. Sehr alt, vielleicht uralt folgen darunter die vielfachen Lagen der ockergelben Feinschutte, die wohl wieder einer Kaltzeit entsprechen. Sie scheint mit der Durchnässung ihrer oberflächlichen Lagen, wie sie in deren streckenweiser Versinterung zum Ausdruck kommt, folgerichtig abgeschlossen worden zu sein.

Was an Zusammenhängen zwischen den Talgrundprofilen im linken Teil der Taf. II gezeichnet ist, entbehrt der stratigraphischen Gewißheit, die den meisten Lagerungsbeziehungen zwischen den Bergprofilen zuerkannt werden darf. Entscheidende Zusammenhänge in der Verzahnung zwischen Berg und Tal konnten bisher nicht aufgeschlossen, sondern nur im gedachten Vergleich erschlossen werden. Das überraschendste Ergebnis dieser Vorvergleiche ist das anscheinend hohe Alter der Schichten, die nach dem dachziegelartigen Ausstreichen jüngerer Lagen nacheinander am unteren Abhang und im Talgrund bis dicht unter die jüngste Oberflächenschicht zu liegen kommen. Ein erstaunlich hohes Alter ergibt sich vor allem für die Flußkiese des Talgrundes; sie wären, wenn irgend die in Taf. II angedeutete stratigraphische Parallelisierung richtig ist, als spätestens früh-rißeiszeitlich anzusehen. Schon seit dieser Zeit wäre unsere untere Lone zwar noch längst „gelaufen", wahrscheinlich durchgehend oder mindestens in immer neuen, quellgespeisten Absätzen bis fast in geschichtliche Zeit; sie wäre aber doch im großen Zug der Albverkarstung schon im letzten Drittel des Eiszeitalters nicht mehr stark genug gewesen, um in großen Massen Kiese zu schütten oder auch die alten Kieslager umfassend auszuräumen. Ich kann heute nicht voraussagen, ob es technisch je gelingen wird, die entscheidende Verbindung zwischen den Profilen G. und H. der Taf. II unmittelbar sichtbar zu machen. Sie k ö n n t e auch ganz anders ausfallen, als es jetzt wahrscheinlich und in der Schemazeichnung angedeutet ist — wenn nämlich nicht der ganze Schutt-

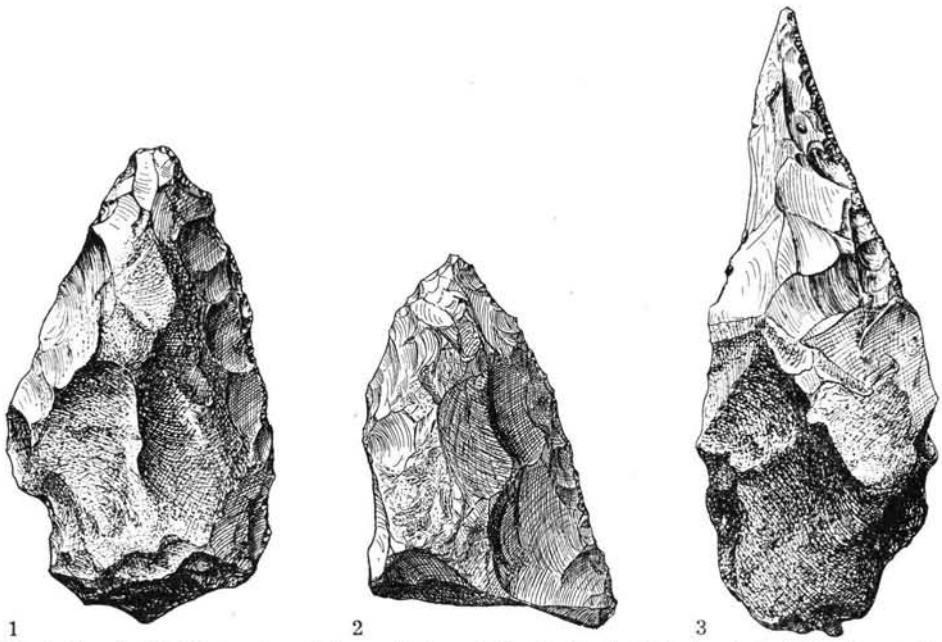
lagenstoß von der Faustkeilkulturschicht bis zu den ockergelben tiefen Schichten in die grauen Feinschutte der distalen Profile, erstmals in Taf. II, H., einginge, sondern zu erheblichen Teilen auf dem Felsgrund ausliefe; dann wären die Talschichten einschließlich der Kiese entsprechend jünger ...

Wir wollen uns aber zum Schluß daran erinnern, daß das Interesse an der zeitlichen Gliederung und Einordnung unserer Bocksteinschichten primär der Datierung der Kulturen, vor allem der Faustkeilhauptkultur der Schmiede gilt und erst sekundär die Geschichte des Lonetals und seiner Landschaft berührt. Unsere bisherigen Aufschlüsse am Bocksteín stehen vorerst weitumher allein; nicht nur wir selber, auch andere mögen erst einmal um die Beschaffung vergleichbarer Befunde besorgt sein, bevor die Rückschlüsse auf die Fluß- und Landschaftsgeschichte weiter erörtert werden. Hier genüge vorerst die These, die violette Schicht des Bocksteinloches entspreche einer Phase des Riß/Würm-Interglazials, die Hauptkultur der Bocksteinschmiede entweder einer frühen Phase der selben Wärmezeit oder einer Spätphase der Rißeiszeit.

Endlich darf zur Prüfung unserer zentralen Datierungsthese doch auch die kulturelle Vergleichung herangezogen werden — in dem genannten, begrenzten Umfang der gesicherten großen Linien kultureller Entfaltung und der Beziehung zwischen nächst benachbarten Profilen. Die violette Schicht dem Würm-I/II-Interstadial zuzurechnen, hieße, sie gleichzusetzen mit Schichten, in denen anderwärts jungpaläolithische Kulturen gefunden wurden („Aurignac-Schwankung"). Die violette Schicht des Bocksteinlochs führte aber eine Faustkeilkultur, die — um nur die wichtigeren, entsprechenden Kulturen des neuen Bocksteins zu nennen — der Kultur der hellbraunen Schicht, der Hauptkultur der Schmiede und der roten Schicht des Hangs zwar nicht gleich, aber doch „sippenähnlich" ist (Abb. 1. 2. 3. 4.). Es ist äußerst unwahrscheinlich, daß eine so altertümliche Kultur einen Horizont besiedelt hätte, der anderswo von vielmals jüngeren Kulturen beherrscht war, es sei denn, man bekennte sich in pedantisch letzter Konsequenz zu der Meinung, wir hätten es in den Faustkeilen der violetten Schicht wirklich mit einer inselweis erhaltenen Reliktkultur aus längst vergangenen Zeiten zu tun.

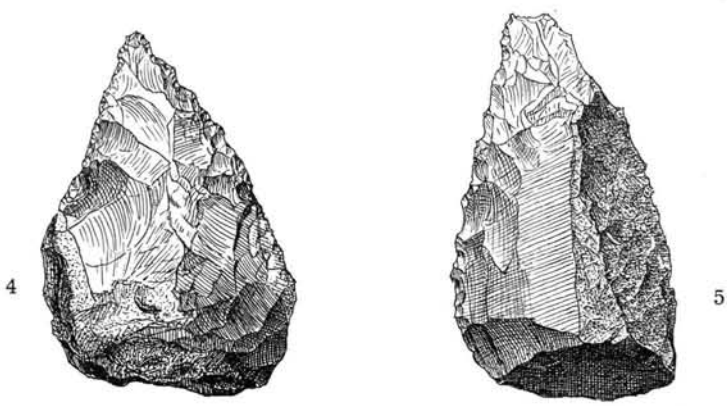
Diesem letzten der möglichen Einwände gegen unseren Datierungsentwurf steht zunächst das morphologische Kulturbild entgegen in seiner originellen und so eindrücklich „vitalen" und „weiterweisenden" Formgebung. Bei aller Subjektivität derartiger, rein morphologischer Beurteilung kann ihnen doch nicht jede Berechtigung abgesprochen werden — vollends, wenn sie nur zur Ergänzung anderer Argumente und nicht für sich allein gewertet werden. Weiterhin rechnen wir zwar immer mit kulturellen Überschneidungen zwischen abgehenden und aufsteigenden Kulturformen; unsere eigenen Grabungen im Lonetal haben den Anlaß zu konkreter Erwägung einer solchen Überschneidung gegeben (Völzing, Fundberichte aus Schwaben N.F. IX, 1938). Aber ihre Spanne wäre denn doch zu weit gestreckt, wollten wir die gleichzeitige Existenz echter Faustkeilkulturen und eindeutig jungpaläolithischer Aurignacienkulturen postulieren. Handelt es sich doch um eine ganze „Sippe" von Faustkeilkulturen am neuen Bocksteín, um eine, über mindestens nicht allzu kurze Zeit hinweg blühende, lebendig sich verändernde Kulturengruppe; sie kann nicht wohl als jener Spätling gelten, der ja dann auch die ganzen zwischenliegenden Epochen der „Moustérienkulturen" verschlafen haben müßte.

Es kommt hinzu, daß am alten Bocksteín schöne und reiche Aurignacienkulturen wirklich gefunden wurden (Bürger, Mitteilungen des Vereins für Kunst und Alterthum in Ulm und Oberschwaben 1892; Wetzel, Mitteilungen des Vereins für Naturwissenschaft und Mathematik in Ulm 24, 1954). Sie liegen in lößig-lehmigen Kalkschuttschichten, die nach dem stratigraphischen Vergleich (unmittelbare Zusammenhänge sind nicht aufgeschlossen) dem oberen Löß der Bocksteinschmiede entsprechen dürfte. Aber auch der darunter folgende, rötliche Lehm führt noch Aurignacien mit nicht immer typischem Steinwerkzeug und mit schönen Knochenspitzen. Sollte die noch nicht vor-



1 2 3

Abb. 1. Faustkeil 3264 aus der violetten Kulturschicht des Bocksteinlochs, 6. 9. 1934. $^2/_3$ nat. Gr.
Abb. 2. Faustkeil 3210 aus der hellbraunen Kulturschicht des Bocksteinlochs, 4. 9. 1934. $^2/_3$ nat. Gr.
Abb. 3. Faustkeil 2145 aus der Hauptkultur der Bocksteinschmiede, 1. 9. 1933. $^2/_3$ nat. Gr.



4 5

Abb. 4. Faustkeil 5558 aus der roten Schicht des Abhangs, 19. 8. 1955. $^2/_3$ nat. Gr.
Abb. 5. Faustkeil T 882 aus dem tiefen Lehm am Törle der alten Bocksteinhöhle, 6. 9. 1956. $^2/_3$ nat. Gr.

liegende Sedimentanalyse dieser rötlichen Lehmschicht den Anhalt für eine Wärmeschwankung ergeben, so wäre stratigraphisch dazu auf ihre, zum feinsteinigen Lehm der Schmiede parallele Lage zu verweisen. Während am neuen Bockstein keine Spur von Aurignacien zu finden war, haben die, seit 1955 unter der mitverantwortlichen Mitarbeit von Marie Luise WIRSING weitergeführten Grabungen am Törle der alten Bocksteinhöhle etliche „bocksteintypische" Faustkeile ergeben (Abb. 5), und zwar aus den gelblichen Lehmen, die in klarer Scheidung unter den tiefsten Lagen der Aurignacienhorizonte folgen. Damit ist aber auch am Bockstein die große Linie der Kulturenfolge

bestätigt, die — von aller Frage nach den eigentlichen Moustérienkulturen abgesehen — uns nur soweit wichtig ist, als ganz gewiß auch hier am alten, aber auch gültig für den neuen Bockstein, die Faustkeilkulturen älter sind als die jungpaläolithischen Klingenkulturen mit Knochenwerkzeugen. Die Kultur der violetten Schicht des Bocksteinlochs kann nicht zur Zeit einer „Aurignacien-Schwankung" bestanden haben; die Frage, welcher noch unbekannten oder schon bekannten Faustkeilkulturnuance die Faustkeilfunde am alten Bockstein zuzurechnen seien, braucht hier nicht berührt zu werden.

Alle, aus kulturellen Vergleichen zusätzlich zu gewinnenden Anhalte bestätigen somit, daß die violette Schicht zu einer Phase des klassischen Riß/Würm-Interglazials gehört, daß also die Hauptkultur der eigentlichen Bocksteinschmiede noch älter ist.

Aus dem Ergebnis gleichlaufender stratigraphischer, sedimentanalytischer und floristischer, dann und wann auch faunistischer Befunde gewinnen wir die Berechtigung, in der eigenständig eigenartigen Kultur der Schmiede wirklich, wie dies der unbefangenen Betrachtung von vornherein erscheinen mußte, eine „Grundkultur" zu sehen und nach den, in ihr enthaltenen Ansätzen zu weiterführender Entfaltung zu fahnden.

Manuskr. eingeg. 6. 5. 1957.

Anschrift des Verf.: Prof. Dr. Robert Wetzel, Tübingen, Waldhäuserstraße 16.

Das Alter der Federmesser-Zivilisation auf Grund neuer naturwissenschaftlicher Untersuchungen

Von Hermann Schwabedissen, Köln

mit Beiträgen von Rudolf Schütrumpf, Kiel und Karl Otto Münnich, Heidelberg

Mit 6 Abbildungen im Text

Zusammenfassung. Mit Hilfe verschiedener naturwissenschaftlicher Untersuchungsmethoden konnte die früher von uns als ausklingendes Magdalénien angesprochene Federmesser-Zivilisation des nordwesteuropäischen Flachlandes über die typologische Einstufung hinaus genau datiert werden.

Nach der Pollenanalyse gehören alle drei Gruppen dieser Zivilisation - die Rissener, Wehlener und Tjonger-Gruppe - in das späte Alleröd oder in den Übergang Alleröd / Jüngere Dryaszeit. Durch C^{14}-Messungen wurde dies bestätigt. Danach liegt das Alter der drei Federmesser-Gruppen etwa zwischen 9500 und 9000 v. Chr. Geb.

Résumé. Au moyen de différentes méthodes scientifiques, la civilisation de "Federmesser" (dans la plaine du Nord-Ouest de l'Europe) qui a été caractérisée comme Magdalénien tardif, a pu être datée exactement au delà de la classification typologique.

Selon les résultats obtenus par l'analyse pollinique, les trois groupes de cette civilisation, ceux de Rissen, de Wehlen et de Tjonger, appartiennent tous à l'Alleröd finissant ou à l'époque transitoire entre l'Alleröd et le Dryas ultérieur. D'après ces analyses, l'origine des trois groupes de "Federmesser" est situé à peu près entre 9500 et 9000 avant J.-C.

Cela veut dire que la civilisation de "Federmesser" appartient encore au Pleistocène. À l'avenir il resterait à résoudre le problème de la date de l'Azilien par une analyse C^{14} pour obtenir la relation chronologique entre la civilisation de "Federmesser" et celle de l'Azilien.

1.) Allgemeines, Fundverhältnisse und urgeschichtliche Bedeutung der naturwissenschaftlichen Ergebnisse (H. Schwabedissen)

Eine große Zahl von Oberflächenfundplätzen hatte uns zur Herausstellung der „Federmesser-Zivilisation" im nordwesteuropäischen Flachlande geführt (12, 14). Wir glaubten, diese in drei geographisch und formenkundlich verschiedene Untergruppen — die Rissener, Wehlener und Tjonger-Gruppe — gliedern und als ausklingendes bzw. nachklingendes Magdalénien in das Spätglazial einordnen zu können (15). Zunächst lagen keine stratigraphischen Anhaltspunkte vor, so daß die kulturelle und zeitliche Einstufung nur auf typologischem Wege möglich war.

An einem günstigen Fundplatz in Rissen b. Hamburg (Fundplatz 14/14a) wurde durch Grabung ein geschlossener Kulturhorizont der Federmesser-Zivilisation unter einer Schicht der Ahrensburger Kultur freigelegt (Abb. 1 u. Lit. 13, 15). Da die Ahrensburger Kultur in Stellmoor von R. Schütrumpf (10) pollenanalytisch in die jüngere Dryas-Zeit datiert worden ist, war damit über die Flinttypologie hinaus ein erster stratigraphischer und botanischer Hinweis auf das Alter der Federmesser-Kultur, zumindest der Rissener Gruppe, gegeben. Dank besonderer Aufmerksamkeit fand K. Stülcken unweit der vorgenannten Stelle am Rande eines Bombentrichters ein Profil mit einer Gyttjaschicht in größerer Tiefe (Abb. 2). Anscheinend war in einer Senke zwischen Dünen ein Wasserbecken entstanden, in dem sich Faulschlammabsätze mit periodischen Sandeinschwemmungen gebildet haben. Nach der Lage des Gyttjapaketes — z. T. in 3 Meter Tiefe und unter einem Bodenhorizont, an dessen Basis auf Fundplatz 14/14a die Ahrensburger Kulturschicht aufgetreten war — konnte erwartet werden, daß hier mit Hilfe des Faulschlamms eine genauere Datierung des Federmesser-Horizontes möglich sein würde. Der Profilaufbau ist aus Abb. 3 zu ersehen. R. Schindler vom Museum für Hamburgische Geschichte unternahm als zuständiger

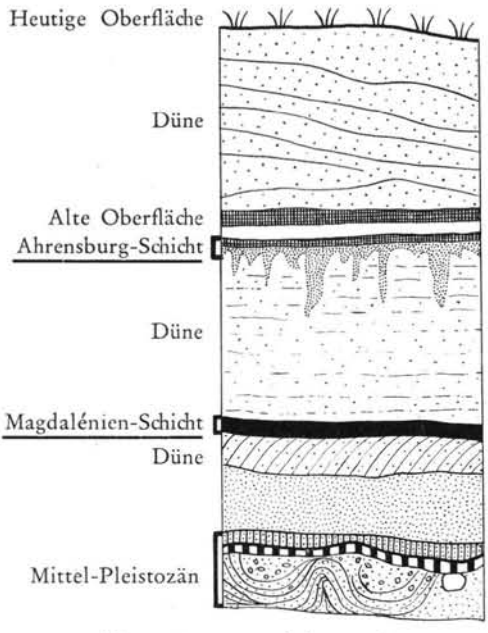


Abb. 1. Rissen, Fundplatz 14/14a



Abb. 2. Rissen-Bombentrichter
Gyttja = dunkle Schicht unter den Schaufeln (Foto K. Stülcken)

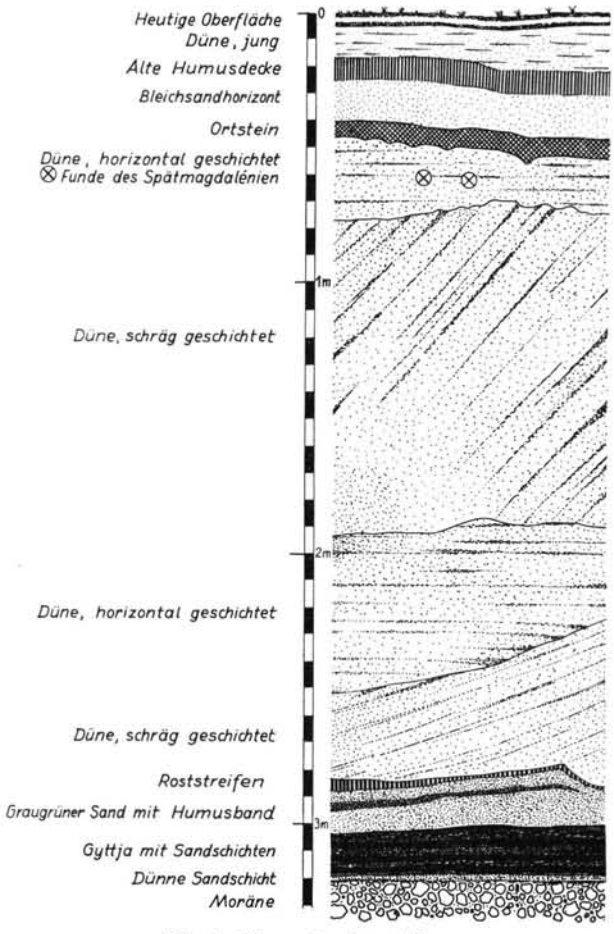


Abb. 3. Rissen-Bombentrichter

Denkmalpfleger in Absprache mit dem Altonaer Museum (Frl. M. Plass) dankenswerterweise eine systematische Ausgrabung, bei der ein zusammenhängendes Profil hergestellt und ein größerer Teil der Gyttja untersucht wurde. Die Faulschlammschicht ergab keine Kulturüberreste. Im Profil traten einzelne Flintwerkzeuge auf, die zwar nicht auf einen geschlossenen Fundhorizont, aber doch auf den oberen Teil über der Gyttja lokalisiert werden konnten.

Die Faulschlammschichten wurden von R. Schütrumpf pollenanalytisch untersucht und in die Alleröd-Zeit datiert (vgl. Beitrag Schütrumpf). Wie ein Vergleich mit dem Profil an Fundplatz 14/14a und die allgemeine Fundstreuung nahegelegten, mußte die Federmesser-Kultur wahrscheinlich jünger sein als die Gyttja. Um den Fundhorizont genauer zu lokalisieren, wurde — ermutigt durch das Untersuchungsresultat am Fundplatz Rissen 14/14a von F. Dürr (Abb. 4) — eine Schwermineralanalyse dieses Profils durch R. A. Hintz im Vergleich mit dem von Fundplatz 14/14a, das den Ahrensburger und Federmesser-Horizont enthielt und einem dritten Profil vom gleichen Aufbau in ca. 300 Meter Entfernung vorgenommen. Die Kurven der drei Profile zeigten den gleichen Rhythmus der Schwermineralsedimentation und ließen die Federmesser-Schicht über der Gyttja hervortreten.

In jüngster Zeit wurde an der Wand des Bombentrichters ein Profilteil sichtbar, in dem sich die Kulturschicht, wie am Fundplatz 14/14a, als mit Holzkohle durchsetzte Schicht, über der Gyttja liegend, zu erkennen gab (Abb. 5). Damit ist die Lage der Federmesser-Kultur über dem Faulschlamm und ihr jüngeres Alter als gesichert anzusehen.

Darüberhinaus hat K. O. MÜNNICH vom II. Physikalischen Institut der Universität Heidelberg (vgl. Beitrag MÜNNICH) folgende Resultate von C^{14}-Messungen erzielt:

Holz, unmittelbar unter der Gyttja (Rissen-Bombentrichter)	9980 ± 290 v. Chr. Geb.
Gyttja, unterer Teil (Rissen-Bombentrichter)	9600 ± 280 v. Chr. Geb.
Holzkohle aus der Federmesser-Schicht (Fundplatz Rissen 14/14a)	9500 ± 180 v. Chr. Geb.

Diese Ergebnisse besagen, daß 1.) die Gyttja auch nach der C^{14}-Datierung älter ist als die Federmesser-Kultur und 2.) sowohl die Zahlen für Gyttja und Holz als auch die Zahl für die Kulturschicht nach den zahlreichen bekannten C^{14}-Daten innerhalb des Alleröd liegen. Damit steht auch eine im C^{14}-Labor zu Kopenhagen (1) gemessene Zahl von 8350 ± 350 v. Chr. Geb. für die Jüngere Dryas-Zeit, der die das Spätmagdalénien von Rissen 14/14a überlagernde Ahrensburger Kultur angehört, im Einklang.

Nimmt man die Resultate von Pollenanalyse und Schwermineralanalyse[1]) hinzu, so muß die Federmesser-Kultur von Rissen sehr wahrscheinlich in einen späten Abschnitt der Alleröd-Schwankung bis höchstens in den Übergang Alleröd/Jüngere Dryas-Zeit fallen. Die Rissener Gruppe der Federmesser-Zivilisation kann damit am namengebenden Fundplatz als datiert gelten.

Sie wird erhärtet durch einen Befund von LIETH b. Elmshorn, Kr. Pinneberg. Hier konnte E. KOLUMBE (Hamburg-Altona) ein Dünenprofil feststellen, in dem sich über einer Torfschicht ein klassisches Federmesser[2]) fand. KOLUMBE's Pollenanalyse verweist den Torf ins Alleröd, dessen C^{14}-Alter 9 270 ± 350 v. Chr. Geb. beträgt (C^{14}-Messung New Haven Y-442). In Verbindung mit der Stratigraphie ist auch hier ein Hinweis dafür gegeben, daß die Federmesserzivilisation ans Ende oder in die Zeit kurz nach dem Alleröd gehört.

A. RUST (9) konnte bei Borneck ein Zeltfundament mit zahlreichen Werkzeugen unserer Wehlener Gruppe der Federmesser-Zivilisation freilegen. Einige offenbar zugehörige Fundstücke in der Gyttja des angrenzenden Ahrensburg-Meiendorfer Tunneltales wurden durch R. SCHÜTRUMPF (11) pollenanalytisch datiert und in den Übergang von der Alleröd-Schwankung zur Jüngeren Dryaszeit gesetzt. Mithin scheint die Wehlener Gruppe der Federmesser-Zivilisation, trotz gewisser typologischer Besonderheiten, etwa der gleichen Zeit wie die Rissener Gruppe anzugehören.

In Usselo bei Enschede in Holland hat C. C. W. J. HEIJSZELER (6, 7, 7a) kürzlich einen charakteristischen Fundplatz der Tjonger-Gruppe sorgfältig untersucht. Flintsachen und Holzkohle der im Sand gelegenen Fundschicht gehen in eine angrenzende, vermoorte Wasserrinne über. Die im Torf gelegene Holzkohle gehört nach der Pollenanalyse durch VAN DER HAMMEN (2,5) in den Übergang Alleröd/Jüngere Dryas-Zeit. Es ist jedoch nicht ausgeschlossen, daß die Holzkohle erst nach der Zeit der Besiedlung

[1]) Bemerkenswert sind die Kurven der Ätzwerte für Granat und Hornblende bei F. DÜRR (Abb. 4). Sie zeigen beide für die Postglazialzeit und für das Alleröd geringe Werte, für die Jüngere Dryaszeit dagegen ein zusammenhängendes Maximum. Wenn die Ätzwerte tatsächlich in ursächlicher Relation zu den Klimaphasen stehen, wie es scheint, so fiele die Federmesser-Schicht von Rissen in den Übergang Alleröd/Jüngere Dryaszeit. Sollten sich die Ergebnisse der Schwermineralanalyse wie im Sinne von Rissen weiter bestätigen, so hätten wir damit eine für manchen Fall brauchbare Datierungsmethode. Die Untersuchungen sollen wegen ihrer grundsätzlichen Bedeutung fortgesetzt werden.

[2]) Die Publikation von E. KOLUMBE ist in Vorbereitung.

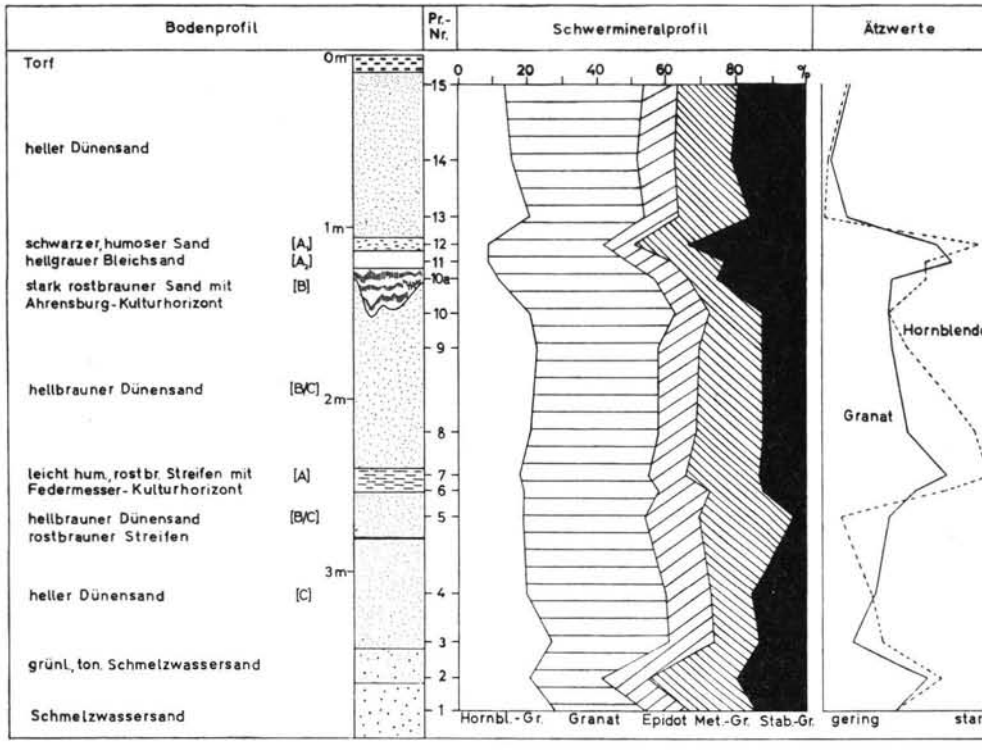


Abb. 4. Rissen Fpl. 14/14a - Schwermineralanalyse n. F. Dürr

in die vermoorte Wasserrinne eingespült wurde. Deshalb datiert H. T. Waterbolk (16) die Fundschicht von Usselo allgemein in eine fortgeschrittene Phase des Alleröd, aber vor die eigentliche Jüngere Dryaszeit. Eine durch de Vries in Groningen für die Holzkohle gewonnene C^{14}-Zahl ist 9105 ± 120 v. Chr. Geb. Dieses Datum kann das richtige Alter für Usselo oder zumindest einen *terminus ante quem* bedeuten. Mit der C^{14}-Zahl 9605 ± 100 v. Chr. Geb. (Gro 921) für den *Hypnum*-Torf im liegenden Sand ist ein *terminus post quem* gegeben[3]). Die Tjonger-Gruppe fällt also gleichfalls in das Ende der Alleröd-Schwankung oder in den Übergang zur Jüngeren Dryaszeit.

Damit kommen wir zu der Feststellung, daß alle drei Gruppen der Federmesser-Zivilisation des nordwesteuropäischen Flachlandes — die Rissener, die Wehlener und die Tjonger-Gruppe — auf Grund verschiedener naturwissenschaftlicher Untersuchungsmethoden in etwa die gleiche Zeit fallen. Das bedeutet eine Bestätigung der früher auf typologischem Wege gewonnenen Datierung der Federmesser-Zivilisation.

Für die Verknüpfung der Federmesser-Gruppen mit dem Spätmagdalénien standen uns auf den Oberflächenfundplätzen nur Steingerättypen zur Verfügung. Stationen wie die am Martinsberg b. Andernach ermöglichten mit ihrem Knochen- und Geweihgerät, vor allem den Harpunen, einen Anschluß an das echte Magdalénien Mittel- und Westeuropas. Auf Grund der Hinweise durch die teilweise datierte Tuffüberdeckung des Lagerplatzes am Martinsberg und die Faunenvergesellschaftung glaubten wir die Station zwischen dem Ende der Ältesten Dryaszeit und dem mittleren Alleröd ein-

3) Die Mitteilung der Zahlen verdanke ich Herrn Kollegen Waterbolk; das Meßresultat wird demnächst in einem Bericht von Hl. de Vries und H. T. Waterbolk in "Science" erscheinen.

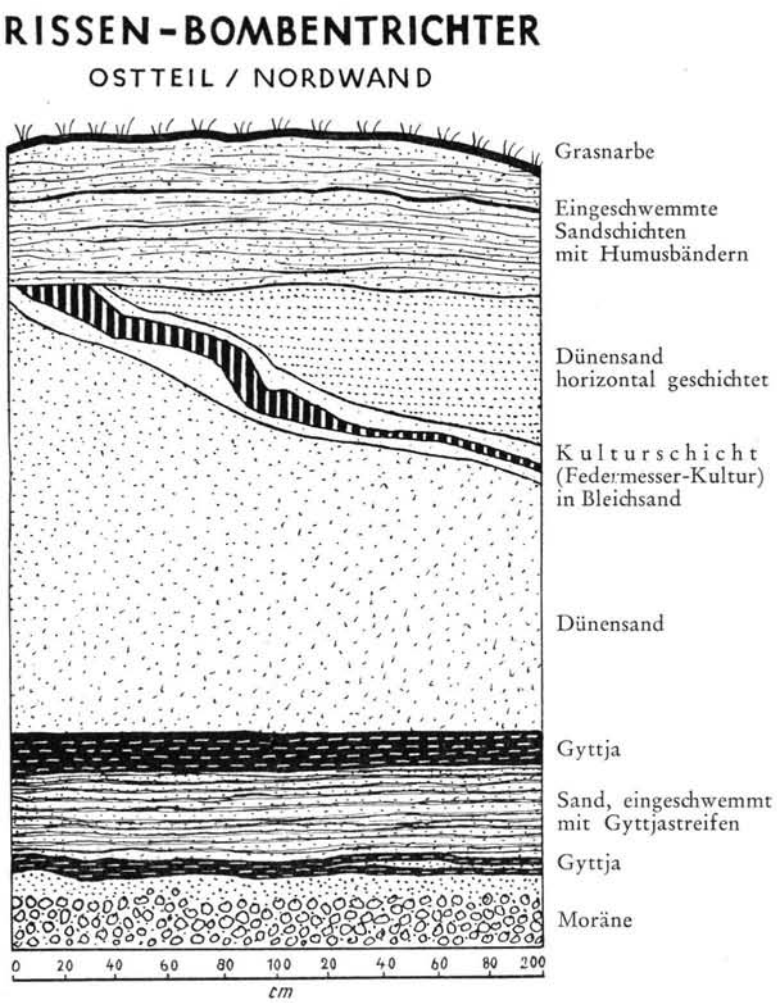


Abb. 5. Rissen-Bombentrichter, Ostteil / Nordwand

ordnen zu können. Mittlerweile haben die C^{14}-Messungen in Heidelberg (vgl. Beitrag K. O. Münnich) für das Magdalénien vom Martinsberg ein Alter von 9350 ± 220 v. Chr. Geb. (Geweih) ergeben. Da zahlreiche Kontrollmessungen gezeigt haben, daß C^{14}-Datierungen von alten Geweihproben sehr häufig zu junge Ergebnisse liefern, kann daher das Spätmagdalénien vom Charakter der Martinsberg-Siedlung sehr wohl etwas älter sein als die Federmesser-Fundplätze im nordwesteuropäischen Flachlande.

In diese Richtung deuten auch die C^{14}-Daten für die den Andernacher Fundplatz überdeckenden Bimssandschichten. Letztere wurden bekanntlich in Wallensen im Hils im mittleren Alleröd wiedergefunden (4) und dort mit einem Alter von 9950 v. Chr. Geb. (H 1/8) bzw. 9850 v. Chr. Geb. (H 1/48) gleichfalls in Heidelberg gemessen. Andere C^{14}-Resultate für Wallensen liegen mit 9210 ± 320 v. Chr. Geb. (K-107) und 9094 ± 500 v. Chr. Geb. (C-337) niedriger. Sämtliche Zahlen gehören jedoch in die für das Alleröd gemessene Spanne. Auch das französische Spätmagdalénien scheint in die Alleröd-Zeit zu fallen. Nach freundlicher Mitteilung von Herrn Gross (vgl. Aufsatz Gross in vorliegendem Band dieses Jahrbuches) hat die Datierung einer Holz-

kohleprobe aus einer Kulturschicht des Magdalénien V/VI in einer Höhle von La Vache b. Niaux (Ausgrabung R. ROBERT) 9700 ± 200 v. Chr. Geb. (L-336 C) ergeben. Die Station von Andernach (etwa Magdalénien VIa) dürfte keineswegs älter sein als die von La Vache, eher jünger.

Im übrigen kann nach den vorliegenden Daten der Streit, ob die Funde von Andernach in primärem oder verschwemmtem Löß gelegen haben, als entschieden angesehen werden. Wenn das Magdalénien V/VI ins Alleröd fällt, wird kaum noch mit Lößbildung zu rechnen sein. Die alte Annahme, daß der Lagerplatz am Martinsberg b. Andernach kurz vor der Tuffüberdeckung, d. h. also während oder etwas vor der mittleren Alleröd-Zeit bestanden hat, dürfte nicht nur den Fundverhältnissen am besten gerecht werden (15), sondern auch den C^{14}-Daten entsprechen.

Was nun das Alterverhältnis des echten Spätmagdalénien und der Federmessergruppen betrifft, so will es scheinen als ob ersteres ein wenig älter sei. Die Datierungsergebnisse für die Federmesser-Stationen deuten ja, wie wir sahen, mehr auf das Ende des Alleröd oder auf den Übergang zur jüngeren Dryaszeit. Allerdings bleiben noch weitere C^{14}-Messungen für das klassische Spätmagdalénien abzuwarten.

Auf keinen Fall ist das Magdalénien V/VI jünger als die Federmesser-Gruppen. Damit sind jetzt auch die chronologischen Voraussetzungen dafür gegeben, die Federmesser-Zivilisation von Stationen des Spätmagdalénien, wie Andernach oder anderen in Südwestdeutschland bzw. überhaupt des Westens, abzuleiten.

Der Hamburger Kultur gegenüber erweist sich die Federmesser-Zivilisation als jünger. Ein später Horizont der von A. RUST in Poggenwisch ausgegrabenen Hamburger Kultur gehört vegetationsgeschichtlich nach R. SCHÜTRUMPF (11) kurz vor die Bölling-Schwankung. Die zuverlässigste Messung — nämlich einer Holzprobe — von Poggenwisch in Heidelberg ergab die C^{14}-Zahl 11 030 ± 370 v. Chr. Geb. (H 136/116). Damit stimmen die für das Bölling gewonnenen C^{14}-Daten gut überein.

Durch die mit Hilfe verschiedener naturwissenschaftlicher Methoden gewonnenen chronologischen Unterlagen wird mithin auch die Annahme erhärtet, daß seit der klimatisch günstigeren Allerödzeit Träger des ausklingenden Magdalénien von verschiedenen Gegenden aus in das nordwesteuropäische Flachland eingedrungen sind und zur Besiedlung jener Gebiete wesentlich beigetragen haben.

Als weitere Aufgabe ist nun die genauere Datierung des spätesten Magdalénien in Frankreich und des Azilien ins Auge zu fassen, um das zeitliche Verhältnis und die möglichen siedlungsgeschichtlichen Beziehungen dieser Fundgruppen zu der nordwesteuropäischen Federmesser-Zivilisation zu klären.

Literatur

1.) ANDERSON, E. C. / LEVI, H. / TAUBER, H.: Copenhagen Natural Radiocarbon Measurements, I. - Science **118**, S. 6-11, 1953.

2.) BOHMERS, A.: Jong-Palaeolithicum en Vroeg-Mesolithicum. - Gedenkbloek A. E. van Giffen, Meppel 1947.

3.) DÜRR, F.: Sedimentspetrographische Untersuchungen an einem Dünenpodsolprofil. - Schriften naturw. Ver. f. Schl.-Holst. **26**/1, 1952.

4.) FIRBAS, F.: Die Vegetationsentwicklung im Spätglazial von Wallensen im Hils. - Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, Biol.-physik.-chemische Abtl. Nr. 5, 1954.

5.) VAN DER HAMMEN, T.: Late glacial flora und periglacial phenomena in the Netherlands. - Leidse Geol. Med. **17**, 1951.

6.) HEIJSZELER, C. C. W. J. / FLORSCHÜTZ, F.: Botanisch-archaeologisch oderzoek in Twente. - Hand. Nat. en Gen. Congr. 1941.

7) HEIJSZELER, C. C. W. J.: De oudheidkundige opgravingen in Twente in de laatste jaren. - Gedenkboek van Giffen, Meppel 1947.

7a.) — De leag van Usselo. - Grondboor en Hamer, Nr. 2, Dez. 1955.

8.) IVERSEN, J.: Radiocarbon Dating of the Alleröd Period. - Science **118**, S. 6-11, 1953.

9.) Rust, A.: Jungpaläolithische Wohnanlagen bei Hamburg. - Hammaburg **1**, 1948.
10.) Schütrumpf, R.: Die pollenanalytische Untersuchung der Rentierjägerfundstätte Stellmoor. - In: Rust, A., Stellmoor, Neumünster 1943.
11.) — Das Spätglazial. - Eiszeitalter und Gegenwart **6**, S. 41-51, 1955.
12.) Schwabedissen, H.: Die mittlere Steinzeit im westlichen Norddeutschland. - Neumünster 1944.
13.) — Hamburg-Rissen ein wichtiger Fundplatz der frühen Menschheitsgeschichte. - Hammaburg **2**, 1949.
14.) — Das Vorkommen des Magdalénien im nordwesteuropäischen Flachland. - Eiszeitalter und Gegenwart **1**, S. 152-165, 1951.
15.) — Die Federmesser-Gruppen des nordwesteuropäischen Flachlandes. - Neumünster 1954.
16.) Waterbolk, H. T.: De Praehistoriske Mens en zijn Milieu. - Assen 1954.

2.) Die Pollenanalytische Untersuchung der Gyttja-Schicht vom Fundplatz Rissen — Bombentrichter (R. Schütrumpf)

In den bei der Ausgrabung des Rissener Steinzeit-Fundplatzes „Bombentrichter" freigelegten Profilen zeigten sich in den Sanden unterhalb der paläolithischen Kulturschichten mehrere schmale, dunkel gefärbte Bänder, welche die Hoffnung aufkommen ließen, daß ihr Alter pollenanalytisch bestimmt werden könnte. Entsprechende Untersuchungen dieser Horizonte blieben zunächst jedoch ohne Erfolg. Es zeigte sich, daß die Dunkelfärbung nur zum geringsten Teil auf humose Bestandteile zurückzuführen ist. Es handelt sich vielmehr um minerogenes Material, das bei der Bodenbildung in dünnen, dunklen Lagen angereichert worden ist. Die Schichten waren daher zum größten Teil absolut pollenfrei. Nur in drei Fällen war der Humusgehalt etwas größer, und es war möglich, wenige Pollen darin zu finden. Die Pollenfrequenz (9 bis 15 pro 18 x 18 mm-Präparat nach Flußsäure-Aufschluß) war jedoch für eine quantitative Auszählung zu gering. Es wurden folgende Arten in nachstehendem absoluten Mengenverhältnis festgestellt:

	Probe 1	Probe 2	Probe 3
Pinus:	4 Stück ca. 3 %)	2 Stück (ca. 2,7%)	7 Stück (ca. 14%)
Betula:	4 Stück (ca. 3 %)	26 Stück (ca. 35 %)	23 Stück (ca. 46%)
Salix:	1 Stück (ca. 0,3%)	1 Stück (ca. 1,3%)	0 Stück
Gramineen:	11 Stück (ca. 8 %)	18 Stück (ca. 24 %)	3 Stück (ca. 6%)
Cyperacceen:	109 Stück (ca. 81 %)	19 Stück (ca. 25 %)	13 Stück (ca. 26%)
Varia:	2 Stück (ca. 1 %)	1 Stück (ca. 1,3%)	1 Stück (ca. 2%)
Artemisia:	4 Stück (ca. 3 %)	7 Stück (ca. 9 %)	2 Stück (ca. 4%)
Helianthemum:	—	1 Stück (ca. 1,3%)	—
Empetrum:	—	—	1 Stück (ca. 2%)
Summe NBP:	ca. 93 %	ca. 61 %	ca. 40%

Nach der stratigraphischen Lage ist Probe Nr. 1 die älteste und Probe Nr. 3 die jüngste. Alle 3 Proben sind älter als die Funde. Nach der Artenzusammensetzung gehören alle Proben ins Spätglazial, wofür auch die verhältnismäßig hohe Nichtbaumpollensumme spricht. Eine Entscheidung darüber, zu welchem Unterabschnitt (Zone) des Spätglazials die Schichten im Einzelnen gehören, ermöglicht das Analysenergebnis aber nicht. Stratigraphisch sind sie älter als die Ahrensburger Stufe, da die entsprechende Kulturschicht im Profil höher liegt.

Im vergangenen Jahr wurde aus der näheren Umgebung der Fundstelle ein Profil bekannt, bei dem zwischen die Sandschichten eine sandige Gyttja eingeschaltet ist. Das

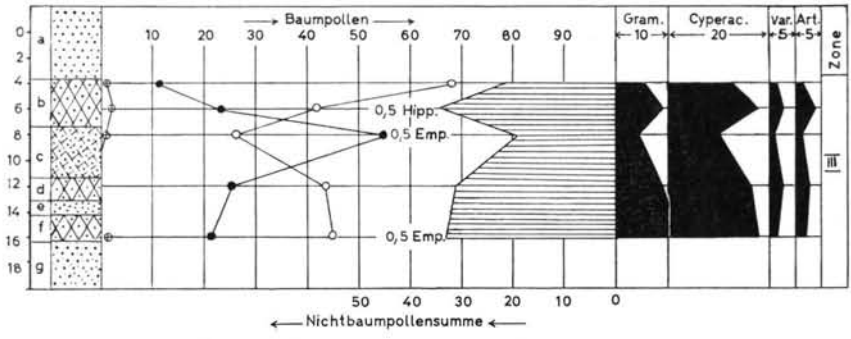


Abb. 6. Rissen-Bombentrichter, Pollendiagramm

Material wurde mir in Form eines 20 cm mächtigen Blockes auf Veranlassung von H. Schwabedissen von Fräulein M. Plass, Hamburg-Altona, zur Untersuchung zugesandt. Der Profilausschnitt hat folgenden Schicht-Aufbau:

0— 4 cm gelblich-weißer Feinsand (a)
4— 7 cm feinsandige Gyttja, blättrig spaltend, olivfarbig (b)
7—11 cm Gyttja-haltiger Feinsand, nicht aufblätternd, etwas heller (c)
11—16 cm feinsandige Gyttja, blättrig aufspaltend, olivfarbig (d+f); zwischen 13 und 14 cm eine reine Feinsand-Zwischenlage (e) (gelber Flugsand)
16—20 cm gelber Feinsand (g).

Da Pollendichte und Pollenerhaltung in den untersuchten Gyttja-Proben normal waren, konnte ein kleines Diagramm (Abb. 6) aufgestellt werden. Es zeigt eindeutig, daß die gesamte Gyttjenfolge ebenso wie die oben beschriebenen Einzelproben ins Spätglazial gehören. Die Birke dominiert mit Ausnahme einer Unterbrechung durch ein Kiefern-Maximum von 55% in Probe 8. Wir haben somit eine Sukzession Birke-Kiefer-Birke, wie sie aus der Alleröd-Zeit bekanntgeworden ist. Die Weide erscheint nur sporadisch.

Nach diesem Befund können alle analysierten Spektren ins Alleröd, d. h. in die Pollenzone III, gestellt werden. Mit dieser chronologischen Einordnung stehen die hohe Pollenfrequenz (ca. 200 je 18 x 18 mm), die relativ geringe Nichtbaumpollensumme und die niedrigen Werte der für das Spätglazial charakteristischen Arten *Artemisia, Hippophaë* und *Empetrum* in gutem Einklang.

Für die Zeitansetzung der Rissener Kulturschicht aus der „Federmesser-Gruppe" ergibt sich durch die Altersstellung der Gyttja eine untere Grenze. Sie kann danach nur gleichaltrig oder jünger sein als ein später Abschnitt von Alleröd. Da in einem anderen Profil Funde der Ahrensburger Stufe über der Kulturschicht von Rissen liegen (vgl. Abb. 1), kann die Federmesser-Schicht eingeengt werden zwischen Alleröd und der Ahrensburger Stufe. Somit ergibt sich für die bisher aus Schleswig-Holstein bekannten spätpaläolithischen Kulturstufen auf Grund pollenanalytischer Untersuchungen etwa folgende chronologische Abfolge:

Meiendorf (ältere Hamburger Kultur)	Älteste Dryaszeit	Zone I
Poggenwisch (jüngere Hamburger Kultur)	Älteste Dryaszeit	Zone I
Rissen (Federmesser-Kultur)	Alleröd (jüngeres?)	Zone III
Borneck (Federmesser-Kultur)	Übergang	Zone III/IV
Stellmoor (Ahrensburger Kultur)	Jüngere Dryaszeit	Zone IV

3.) Zur C^{14}-Datierung der Federmesserkultur (K. O. Münnich)

	Probe	C^{14}-Alter
A) Rissen		
H 21/18	Rissen. Gyttja aus einem Horizont unter der Kulturschicht, karbonatfrei, Kohlenstoffgehalt ca. 9%	11 550 ± 280 Jahre[4])
H 18/11	Rissen. Holz aus der Gyttja	11 930 ± 290
	Mittelwert	11 740 ± 200
H 75/68	Rissen. Verkohltes Holz aus der Kulturschicht über H 21/18 und H 18/11. Die Probe wurde vor der Verbrennung durch Kochen in verdünnter Salzsäure gereinigt	11 450 ± 180
B) Martinsberg		
H 85/91	Magdalénien vom Martinsberg bei Andernach. Geweih. Karbonat durch Salzsäure entfernt, Eiweißsubstanz durch Dialyse gereinigt und zur C^{14}-Analyse verbrannt	11 300 ± 220

Erfahrungsgemäß ergibt die C^{14}-Analyse von Knochen- und Geweihmaterial häufig ein niedrigeres Alter, als der archäologischen Einstufung entspricht, und zwar auch dann, wenn der in Knochen und Geweih enthaltene Kalk als von vornherein suspekt entfernt und nur die Eiweißsubstanz zur Analyse verwendet wird. Dies scheint daran zu liegen, daß Eiweißsubstanzen einer Verunreinigung durch jüngeres Material, etwa durch Humussäuren, die das Wasser im Boden mit sich führt, in höherem Maße unterliegen als die Zellulose des Holzes. Vor allem aber läßt sich der so eingedrungene fremde Kohlenstoff bei den Eiweißstoffen nur schwer entfernen, während dies bei Zellulose weit weniger Schwierigkeit bereitet. Meist tritt die Verschiebung des C^{14}-Alters zu niedrigeren Werten bei der Eiweißsubstanz zusammen mit einer viel stärkeren gleichsinnigen Verfälschung des C^{14}-Alters des Karbonats auf[5]).

Es ist demnach nicht unwahrscheinlich, daß das Alter der Magdalénien-Station am Martinsberg in Wirklichkeit um mehrere hundert Jahre höher ist, als es sich aus unserer C^{14}-Analyse ergab.

Anschrift der Verf.: Prof. Dr. H. Schwabedissen, Inst. f. Ur- u. Frühgeschichte der Universität Köln, Weyertal 125.
Dr. R. Schütrumpf, Geol. Inst. u. Museum der Universität Kiel.
Dr. K. O. Münnich, II. Physik. Inst. der Universität Heidelberg.

Manuskript eingeg. 7. 3. 1957.

[4]) „mittlerer Fehler": Der angegebene Fehler ergibt sich aus dem mittleren statistischen Fehler der Zählung der radioaktiv zerfallenden C^{14}-Atome. Falls man voraussetzen darf, daß andere Fehler (z. B. Verunreinigung der Probe) vernachlässigt werden können, liegt das wirkliche Alter mit einer Wahrscheinlichkeit von 68% innerhalb des einfachen, mit einer Wahrscheinlichkeit von 95% innerhalb des doppelten und mit einer Wahrscheinlichkeit von 99,7% innerhalb des dreifachen mittleren Fehlers. Vgl. K. O. Münnich, Heidelberg Radiocarbon Measurements I, Science (im Druck).

[5]) vgl. K. O. Münnich, Der C^{14}-Gehalt von Grundwasser. Naturwiss. *44*, 32. 1957.

B. Buchbesprechungen

Der Neandertaler und seine Umwelt. Gedenkschrift zur Erinnerung an die Auffindung im Jahre 1856. Herausgeg. von Kurt TACKENBERG. - Beiheft 5 der „Bonner Jahrbücher", 131 S., 8 Taf., Rudolf-Habelt-Verlag, Bonn 1956.

Eine Reihe wertvoller Beiträge setzt diesen Gedächtnisband für den Neandertaler zusammen. K. J. NARR und R. v. USLAR behandeln die Entdeckungsgeschichte unter besonderer Berücksichtigung der geistigen Situation, in die der Fund damals hineintraf, und mit der sich J. C. FUHLROTT als Verfechter des hohen Alters des Neandertalers auseinanderzusetzen hatte. Einer kurzen Darstellung des Neandertalers nach seinen knöchernen Überresten von K. GERHARDT folgen „Überlegungen zu Neandertalerrekonstruktionen" von G. KURTH. Dieser gibt die wichtigsten Rekonstruktionsversuche im Bilde wieder (wobei besonders auf den neuen Versuch von G. WANDEL-Bonn hingewiesen sei). Eine Erörterung der verschiedenen Rekonstruktionen des Rhodesia-Menschen schließt sich an.

K. J. NARR behandelt dann die Steinwerkzeuge des Neandertalers. Es ist ein „Handspitzen-Schaber-Komplex" mit im einzelnen stark wechselnder Zusammensetzung. Der Verf. warnt dabei vor einer zu weit gehenden Auswertung rein statistischer Methoden. Wichtig ist eine Zusammenstellung der Fundstellen, wo Skelettreste und Werkzeuge zusammen geborgen worden sind.

Ein ausführlicher Beitrag von H. GROSS setzt sich mit der geologischen Umwelt des Neandertalers auseinander. Diese umfaßt die zweite Hälfte der Letzten Interglazialzeit (Eem-I.) und den älteren Abschnitt der Würm-Eiszeit, von GROSS als „Altwürm" bezeichnet. Teilweise hat der Neandertaler auch noch die „Große Würmschwankung" (heute meist als „Göttweiger Interstadial" bezeichnet) erlebt. Umstritten ist, ob er an einzelnen Stellen noch bis in den dann folgenden Hauptwürmvorstoß durchgehalten hat. Tier- und Pflanzenwelt der einzelnen Abschnitte werden von GROSS ausführlich dargestellt.

W. GIESELER versucht als Anthropologe die geistige Welt des Neandertalers zu zeichnen. Anscheinend liegen einzelne echte Bestattungen vor. Vieles deutet andererseits auf Kannibalismus, aber vielleicht auf einen solchen, mit dem kultische Handlungen verbunden waren. Künstlerische Darstellungen, wie wir sie aus dem Jungpaläolithikum kennen, fehlen beim Neandertaler. —

Eine Übersicht über „Geschichte, Aufgabe und Aufbau des Neandertal-Museums" von H. GROSSE beschließt den hübschen Gedächtnisband (zu dem der etwas grelle Umschlag eigentlich nicht ganz paßt). P. Woldstedt

Geological History of the Netherlands, edited by A. J. PANNEKOEK. 4⁰, 137 S. mit 67 Abb. und 16 Taf. - Government Printing and Publishing Office, s'Gravenhage 1956.

Zu diesem hervorragend ausgestatteten Werk, das einen erschöpfenden Überblick über die Geologie der Niederlande gibt, kann man die Verfasser und ihr Amt (Geologische Stichting in Haarlem) nur beglückwünschen.

Es werden die einzelnen geologischen Formationen nacheinander behandelt und durch vorzügliche Abbildungen erläutert. Wenn an dieser Stelle besonders auf das Quartär eingegangen wird, so deswegen, weil dies das Interessensgebiet unserer Zeitschrift ist. Im Pleistozän wird die von VAN DER VLERK & FLORSCHÜTZ vorgeschlagene Gliederung und Benennung zugrunde gelegt. Aber z. B. beim „Taxandrian" zeigen die neuen, hier mitgeteilten Untersuchungen, daß eine weitere Aufteilung dieses Sammelbegriffes möglich ist. Es entsteht deshalb die Frage, ob es zweckmäßig ist, diese speziell niederländische Gliederung, die vielleicht für den Anfang notwendig war, in Zukunft beizubehalten. —

Durch vorbildliche Zusammenarbeit von geologisch-paläontologischer, sedimentpetrologischer und pollenanalytischer Forschung hat sich für das ganze niederländische Quartär eine Feingliederung ergeben, die ein großes Maß von Zuverlässigkeit erreicht. Da das Werk außerdem die ganze zugrundeliegende Spezialliteratur anführt, ist es für vergleichende Untersuchungen eine vorzügliche Stütze. P. Woldstedt.

Karl MÄGDEFRAU: **Paläobiologie der Pflanzen.** Dritte, vermehrte und verbesserte Auflage. — 443 S. mit 367 Abb., gr. 8⁰, Verlag VEB Gustav Fischer, Jena 1956. Preis 34.— DM.

Das Werk, dessen 2. Auflage in Bd. 4/5 dieses Jahrbuches besprochen worden ist, liegt jetzt — nach nur 3 Jahren in neuer, 3. Auflage vor — ein Zeichen, welchen Anklang das vorzüglich ausgestattete Buch gefunden hat. Es ist in der neuen Auflage wiederum verbessert und die Zahl der

Abbildungen weiter vermehrt. Ein neues Kapitel „Seen, Sümpfe und Wälder am Siebengebirge" ist hinzugefügt. Es schildert die oligozäne Pflanzenwelt des bekannten Fundpunktes Rott am Siebengebirge. So sind jetzt alle Hauptabteilungen des Tertiärs durch Lebensbilder charakterisiert. P. W.

Max PFANNENSTIEL: **Das Quartär der Levante.** Teil III. Rezente Froststrukturböden und Karst des Uludgh (Westtürkei). - Akademie der Wissenschaften und der Literatur, Abh. der math.-nat. Klasse, Jahrgang 1956, Nr. 5. S. 331-339, mit 7 Taf. In Kommission bei Franz Steiner Verlag GmbH., Wiesbaden 1956.

Der Verfasser legt die 3. Studie zum Quartär der Levante vor (vgl. die Besprechungen in Bd. 3, S. 221, und Bd. 4/5, S. 224).

Auf dem Uludagh (dem „Mysischen Olymp") bei Bursa, Westanatolien, treten in etwa 2400 m Meereshöhe Steinringe polaren Typs, Steinstreifen und andere weniger deutliche Froststrukturen auf. Die Formen sind nicht auf einen jahreszeitlichen, sondern einen täglichen Frostwechsel zurückzuführen. Sie treten nur dort auf, wo in der den Berg bedeckenden Marmorschicht die Wässer n i c h t restlos versinken können. Sonst ist das im größten Teil des Gebietes der Fall, wie aus den deutlichen Karsterscheinungen hervorgeht. Aber auch die Spuren eines fossilen tertiären Karstes konnte der Verf. nachweisen, denen weiter nachzugehen sich wohl lohnen würde. P. W.

Martin SCHWARZBACH: **Geologenfahrten in Island.** - Kölner Geolog. Hefte, herausgeg. vom Geolog. Institut der Univ. Köln, Heft 5, 67 S., 53 Abb., 1 Karte. Köln 1956. In Kommission bei Georg Fischer Verlag, Wittlich (Eifel).

Das sehr lebendig und allgemeinverständlich geschriebene Büchlein gibt einen vorzüglichen Einblick in die Geologie Islands. Vor allem werden die vulkanischen Erscheinungen behandelt, während die Gletscher, das zweite wichtige Phänomen Islands, etwas zurücktreten. Island ist wirklich ein Geologenparadies, und der Verf. versteht es, in Wort und Bild eine anschauliche Vorstellung davon zu vermitteln. So kann dieses Büchlein jedem naturwissenschaftlich interessierten Islandreisenden aufs wärmste empfohlen werden. P. W.

C. Bericht über die Tagung der Deutschen Quartärvereinigung in Marburg (Lahn) vom 22. bis 29. 9. 1956

Vorträge:

Schönhals, E., Wiesbaden: „Die geologischen Vorgänge während des Eiszeitalters in Hessen und ihre Auswirkungen auf Landschaft, Boden und Bodennutzung."

An Hand zahlreicher Farbdias von Solifluktionen, Löß- und Bodenprofilen sowie Landschaften wurden die periglazialen Vorgänge im einzelnen erläutert. Besonderer Wert wurde auf die Bedeutung der Quartärgeologie für die Bodenbildung und Bodennutzung gelegt. Der Vertrag war gleichzeitig eine gute Einführung für die Exkursionen.

Lang, H. D., Hannover: „Zur Flußgeschichte der Lahn in der Umgebung von Marburg."

Die Terrassen im Oberlauf der Lahn sind nur undeutlich und tragen dünne Schotterdecken. Von 11 Terrassen liegt die höchste rd. 110 m über der Lahn. Im Mittellauf der Lahn (Buntsandstein) sind weniger Terrassen vorhanden, aber diese sind viel deutlicher ausgebildet, und die Schotter sind bis zu 6 m mächtig. Die höchste Terrasse liegt hier 60 m über der Lahn. Zahl und Ausbildung der Terrassen ändern sich an der Grenze des Rheinischen Schiefergebirges gegen den Buntsandstein.

Die altpleistozäne oder oberpliozäne Lahn floß durchs Amöneburger Becken und den Ebsdorfer Grund. Schotteranalysen vom Amöneburger Becken lassen Vorläufer von Wohra und Ohm erkennen. Das heutige Flußbild entstand durch junge Absenkung des Amöneburger Beckens um mindestens 60 m. Weitere Schotter, die man früher ebenfalls als Ablagerungen von Lahnvorläufern ansah, gehören nicht zum Urlahnsystem.

Luttrop, A., Ziegenhain: „Die Altsteinzeitforschung in Hessen."

Außer der Wildscheuer bei Steeden a. d. Lahn und Treis a. d. Lumda hatte Hessen bisher keine eiszeitlichen Fundplätze. Mit dem Fehlen von Feuerstein war die Fundleere nicht zu erklären, zumal sich die Hessische Senke dem Wild stets als günstiger Wanderweg zwischen Nord und Süd anbot. 1938 bis 1940 entdeckte Luttrop im nordhessischen Kreis Ziegenhain überaus ergiebige Schlag- und Lagerplätze: Ziegenhain, Lenderscheid und Hausen, deren Kerne kleine Hügel mit Quarzitvorkommen bilden. Die Einordnung der Fundstücke wird durch ihre Typenklarheit und unterschiedliche Patinierung und Glättung wesentlich erleichtert. Es liegen Acheul und Moustier in verschiedenen Altersstufen vor. Die Blattspitzen sind typogenetisch nicht einheitlich. Die drei Fundplätze erbrachten eine große Zahl Schildkerne und Abschläge des Levallois mit mindestens zwei Altersstufen. Das mittlere Aurignac ist sicher nachgewiesen. Zahlreiche Werkzeuge dürften dem ausgehenden Jungpaläolithikum oder dem Mesolithikum angehören. Völlig unpatinierte Kernsteine sind neolithisch. Eine Reihe sehr urtümlicher Artefekte kann u. U. zur Lösung des Problems der altpleistozänen Werkzeuge beitragen. In den letzten Jahren wurden in der Hessischen Senke noch weitere altsteinzeitliche Fundplätze festgestellt. Aus diesem jüngst noch fundleeren Raum ist also eine neue Fundprovinz mit dem Schwerpunkt am Knüllgebirge geworden.

Krüger, H., Gießen: „Oberhessisches Paläolithikum und die Problematik der Quarzitstation Treis-Lumda."

Die Bearbeitung der paläolithischen Artefekte, die seit einem Jahrzehnt in Oberhessen als Oberflächenfunde aufgelesen wurden, ergab:

a) Oberhessen als Teillandschaft einer interkontinentalen Durchgangszone war seit dem Altpaläolithikum (Mittel- bis Spätacheul) besiedelt.

b) Siedlungsgünstige Terrassenplätze ind bevorzugt benutzte Freilandstationen.

c) Durch glaziale und postglaziale Denudation sind Freiland-Artefakte besonders an exponierten Siedlungsplätzen an die Ackeroberfläche gebracht worden.

d) Da Silex in Oberhessen fehlt, wurden heimische Rohstoffe (Quarzit, Kieselschiefer, Quarz, Basalt) verwendet, seit dem Mittelpaläolithikum auch importierter Silex.

e) Die Geräte sind so typisch, daß deren Eingliederung in die „konventionellen" Formgruppen West- und Mitteleuropas keine Schwierigkeiten bereitet.

H. Krüger widerspricht der Auffassung von H. Richter, der heimische Tertiärquarzit stelle einen so eigenwilligen Rohstoff dar, daß es den bisher an Silexmaterial gewöhnten Treiser Paläolithikern nicht gelungen wäre, aus dem bodenständigen Quarzit die „konventionellen" Werkgerätetypen herzustellen. K. vermutet, daß im Zuge der oberhessischen Siedlungsentwicklung auch

das Treiser Quarzitplateau (in Oberhessen erstmalig wohl auch als standortgebundener Werkplatz) während des Alt- und Mittelpaläolithikums als Freilandstation mehrfach belegt wurde. Das Abri von Treis ist von 2 Kulturschichten überdeckt, die Moustier und Aurignac führen. Sie sind von Würm-Löß überdeckt. Leider fehlt in den meisten Fundplätzen eine zuverlässige Stratigraphie.

Richter, H., Glauberg: „Korreferat zu H. Krüger."

Kontrollprofile sind in den „Höhlen" stehen geblieben. Die Breccie liegt auf Kalk, und in diese sind die Klingen mit lederbrauner Patina eingebettet. Der Quarzit ist schon von Anfang an benützt worden und zusammen mit Hornstein-Artefakten in Schichten gefunden, die zum Solutré gehören. R. bestreitet, daß sich aus einem Primitiv-Moustier niemals ein Ur-Aurignac entwickelt habe. Die Grabungen haben ca. 1 500 Artefakte ergeben, davon höchstens 1/10 typische. Es gibt Flächen- und Kantenabschläge. Zu den vielen Gigantolithen sind von Absolon gute Vergleichsstücke in südmährischen Höhlen entdeckt worden.

Müller-Beck, H. J., Bern: „Paläolithische Kulturen und pleistozäne Stratigraphie in Süddeutschland."

Erscheint in diesem Bande (S. 116—140).

Rust, A., Ahrensburg/Holst.: „Altpleistozähne und oberpliozäne Artefakte des Homo heidelbergensis in Zentraleuropa."

R. legt dar, daß die ältesten Artefakte in Zentraleuropa weit verbreitet sind. Er fand sie in der Rißmoräne bei Hamburg-Altona (vor allem Clactonabschläge ohne Faustkeile) und am Morsumkliff auf der Insel Sylt, dort als Windkanter 3,5 m unter der Oberfläche. Die frühpleistozänen Artefakte dort bestehen aus Quarzit; erst nach der Mindeleiszeit taucht im Norden Flint auf. Man kann diese Artefakte am ehesten als Nasenschabertypen zusammenfassen. R. spricht sie als Werkzeuge des *Homo heidelbergensis* an.

Wetzel, R., Tübingen: „Kultur als Wesenszug der menschlichen Natur."

Wird im nächsten Bande dieses Jahrbuches erscheinen.

Behm-Blancke, G., Weimar: „Gliederung und paläolithische Kulturen der Ilm-Travertine von Weimar, Taubach und Ehringsdorf."

Der Vortragende erläutert an Hand von Farbdias die Ergebnisse seiner Untersuchungen über den Schichtenaufbau der Ilmtravertine. Den Einschlüssen an pflanzlichen und tierischen Resten wurde besonderes Augenmerk geschenkt. Bedeutungsvoll sind die gefundenen Holzkohlen, die von Lagerfeuern der Eiszeitjäger stammen. Überlagert werden die Ilmtravertine von 2 verschiedenen Fließerden mit Eiskeilbildungen. Die Travertine entsprechen zeitlich denen von Stuttgart-Bad Cannstatt (Riss/Würm-Interglazialzeit).

Hallik, R., Hamburg: „Einige neue Gesichtspunkte zur Frage der Interglaziale des jüngeren Pleistozäns."

Das Alter der Kieselgurlager der südlichen Lüneburger Heide ist noch umstritten. Dagegen ergab eine neuerliche Bearbeitung eines Luhetal-Profiles alle typischen Merkmale der Eemzeitlichen Vegetationsentwicklung, einschließlich der (von Hallik) nachgewiesenen *Carpinus-Picea*-Gipfelpaare. Trotz standortbedingter Abweichungen vom Normalbild kann dieses Diagramm mit solchen aus den Niederlanden bis hin nach Polen verglichen werden. Eine solche Vergleichbarkeit über größere Entfernungen müßte auch für die Kieselgur der südl. Lüneburger Heide möglich sein. Aus Nordwestdeutschland liegt bisher kein brauchbares Standardprofil der Holsteinsee- (Störmeer-) Warmzeit vor; die Diagramme aus dem Gebiet Munster und Ohe geben nur einen kurzen Abschnitt der Vegetationsentwicklung. Eine bisher unbekannte Warmzeit wäre erst durch eine prinzipiell abweichende Vegetationsentwicklung nachzuweisen.

Ludwig, A., Greifswald: „Probleme der Pleistozänstratigraphie auf Rügen."

Neue Profile von Arkona stimmen gut überein mit denen von Jasmund und Möen. Die Zuordnung der Geschiebemergel zu verschiedenen Vereisungen oder Vereisungsphasen bzw. der eingeschalteten geschichteten Bildungen zu Interglazialen oder Interstadialen wird diskutiert. Der Cyprinenton ist sicher interglazial, nach den Lagerungsverhältnissen bei Arkona sehr wahrscheinlich Eem-Interglazial. Die übrigen geschichteten Kiese, Sande (z. T. mit Brodelstruktur) und Bändertone (mit Eisbergstörung) werden als Vorschüttsedimente aufgefaßt. Das vorliegende Material läßt 3 Vereisungen und 2 Interglazialzeiten erkennen.

Doeglas, D. J., Wageningen: „Die Eigenschaften von Ablagerungen verwilderter Flüsse."

D. berichtet über charakteristische Unterschiede zwischen Ablagerungen verwilderter Flüsse und mäandrierender Flüsse, ferner zwischen fluviatilen Sedimenten oder flachen Schuttfächern und Ablagerungen mariner Trübungsströme (wichtig für das Entstehen von Grauwacken und Arkosen.) Die Flüsse Durance und Ardèche (SO-Frankreich) wurden untersucht mit Hilfe von Luftbildern, mikrotopographischen Messungen, Schichtung, Korngröße, Orientierung usw. Ablagerungen verwilderter Flüsse haben folgende Eigenschaften:

1. Auffüllung alter untiefer Flußbetten in allen Richtungen mit Schichtung parallel dem Flußbettuntergrund (bei mäandrierenden Flüssen selten).

2. Selten Diagonalschichtung (bei mäandrierenden Flüssen häufig).

3. Keine schweren Tondecken wie bei mäandrierenden Flüssen, aber sandige bis grobschluffige Lehmdecken mit Rippelmarken.

4. Längsrichtung der Gerölle und Sandkörner senkrecht zur Strömung (bei Trübungsströmen parallel).

5. Fast kein „graded bedding" (bei Trübungsströmen häufig).

SCHWARZBACH, M., Köln: „Das Eiszeitalter in Island."

Nach kurzen Bemerkungen über die maximale Ausdehnung des pleistozänen Eises in Island wird auf die dortigen Interglaziale und ihre Bedeutung hingewiesen und schließlich das Problem der Grenze Tertiär-Quartär in Island erörtert. Es gibt dort jungtertiäre „Tillite", die allerlei Fragen aufwerfen.

SCHENK, E., Wiesbaden: „Frostspalten — Eiskeile."

Nicht alle fossilen Spaltenfüllungen im periglazialen Dauerfrostboden sind Eiskeile. Spalten können durch Volumenschwund infolge thermischer Kontraktionen oder Dehydratation entstanden sein, aber auch durch Aufwölbung (Frosthebung) oder Bodenbewegung (Rutschung, Stauung usw.). Auch echte Eiskeile entstehen durch Dehydratationsprozesse und damit verknüpften Volumenschwund. Eiskeil- und Strukturbildung in Mergel- und Tonschichten, die unter einer Sand- und Schotterschicht ausstreichen, lassen in der Mechanik der Deformation den Dehydratationsvorgang im gefrierenden Boden erkennen, da außer dem Hydratwasser kein anderes Wasser zur Verfügung gestanden haben kann. Indem beim Auftauen eine mit Wasser gefüllte Fuge zwischen gefrorenem und aufgetautem Boden entsteht, kann hier eine volle Hydratation der Bodenpartikel erfolgen. Durch wiederholtes Gefrieren und Auftauen wird der Boden zunehmend frostgefährlich.

VIETE, G., Freiberg/Sa.: „Kritische Bemerkungen zur Bestimmung der pleistozänen Inlandeismächtigkeit mit Hilfe von Drucksetzungsmessungen."

Erscheint in diesem Bande (S. 97—106).

Exkursionen (Nach einem Bericht von E. Schönhals, stark gekürzt).

Dienstag, 25. September, Führung: Udluft, Schönhals, Luttrop, Uenze.

Von Marburg gings durch das Lahn- und Ohmtal, vorbei an der Amöneburg (Basaltdurchbruch) zur Reutersruh bei Ziegenhain, wo die tertiären und pleistozänen Schichten, sowie die seit 1938 bekannte Quarzitfundstelle (Acheul-Moustier) erläutert wurden. Fahrt nach Lenderscheid zur Besichtigung der Quarzitfundstelle, die wegen ihrer Reichhaltigkeit an Artefakten allen Teilnehmern in Erinnerung bleiben wird. — Im Tagebau Dillich der Bergwerk-Frielendorf AG. waren neben den Kleinformen der pleistozänen Frosteinwirkung die großen frostdynamischen Deformationen des oligozänen Braunkohlenflözes zu sehen, später fossile Pseudegleye im Tagebau Altenburg IV. Im Tagebau Altenburg II waren aufgeschlossen über dem Unteren Melanienton (Unteroligozän) praeglaziale Schotter, Günz-Schotter mit den Glazialhorizonten I und II, der „Geflammte Ton", der wohl einem Interglazial (Cromer) angehört, darüber Schotter und Sande der Mindel- und Rißeiszeit. Kalkhaltiger Löß mit einer Verlehmungszone und umgelagerter Lößlehm schließen das interessante Profil ab.

Auf Wunsch wurde die Fundstelle des Schädels von Rhünda besichtigt (nach Prof. Jakobshagen Neandertaler). Allgemein wurde festgestellt, daß die Ablagerungen des Schuttkegels und des Kalktuffs viel jünger sein müssen. Über die Gliederung des Würm-Lößes in der Ziegelei Fritzlar konnte keine Einigung erzielt werden. Abends wurde noch das Museum in Fritzlar besichtigt, das von begeisterten Urgeschichtsfreunden aufgebaut wurde.

Mittwoch, 26. September, Führung: Schönhals, Uenze.

Über die Lahnberge (Buntsandstein) und das Amöneburger Becken erreichten wir bei Homberg a. d. Ohm den NW-Rand des Vogelberges. In einer großen Sandgrube waren prachtvolle Fließerden und skelettreiche Solifluktionsströme zu sehen, in denen große Kernsteine und Schaber in Faustkeiltradition gefunden wurden. Im überlagernden Lößlehm fanden sich zahlreiche Kernsteine des Jungpaläo- bis Neolithikums.

In der am Rand der Kreisstadt Alsfeld gelegenen Ziegelei waren aufgeschlossen: 1 Würmlöß und 3 ältere Lößlehme mit fossilen Böden (Pseudogleye), über deren Aufbau heftig

diskutiert wurde. Der Besitzer, Herr Borchert, hatte Teile der Abbauwand und -sohle glatt abstechen lassen, sodaß weitverzweigte „Eiskeile" gut zu sehen waren.

Nach dem Besuch der Quarzitfundstelle Maar (Moustier?, Jungpaläo- bis Neolithikum) gings nach der Burgenstadt Schlitz (Mittagessen), wo an 2 Lößprofilen klärende Diskussionen stattfanden. Bei Hutzdorf zeigten 2 Sandgruben kaolinisches Oberpliozän und die 10 m-Fulda-Terrasse.

Eine Stunde später im Hohen Vogelsberg 2 Aufschlüsse in spätglazialen äolischen Deckschichten. Durchs Ohmtal und den Vorderen Vogelsberg gings zurück nach Marburg.

Donnerstag, 27. September, Führung: Schönhals, Krüger.

25 km lahntalabwärts liegt der Todten-Berg bei Treis. Vor 30 Jahren hat dort H. Richter gegraben. An neuen Profilschnitten — im Sommer von H. Krüger geschaffen — wurden die in seinem Vortrag aufgeworfenen Fragen in Gegenwart von H. Richter diskutiert. Weiterfahrt nach Watzenhorn-Steinberg südöstlich Gießen, wo E. Schönhals in der Ziegelei Kruse den interessanten Lößlehmkomplex erläuterte. Zum ersten Mal war hier eine weitgehende Übereinstimmung der Auffassungen über die Gliederung der Würmlöße festzustellen, und zwar zugunsten einer Dreiteilung. In Laubach/Vogelsberg (Mittagessen) wurde die Gräfl. Solmssche Ziegelei besichtigt, um die Ausbildung des Lößes gegenüber der Wetterau zu zeigen. Auf der Burgruine Münzenberg gab H. Krüger noch kurze Erläuterungen über die Lage der Altsteinzeitfundplätze. Da es ununterbrochen regnete, fand der 3. Exkursionstag im Burgcafé seinen Abschluß.

Freitag, 28. September, Führung: Schönhals, Schmitt.

Die Forstverwaltung hatte im Pfungstädter Wald südlich Darmstadt einen 9 m langen Einschlag geschaffen, in dem der ältere (verlehmte) und der jüngere (kalkhaltige) Flugsand zu beobachten waren. Dann gings zur „Bergsträßer Diluvialterrasse", deren Kern aus kalkhaltigen Neckarablagerungen aufgebaut wird. Besonderes Interesse erregten die graugelben, kalkhaltigen Sande, die von 2 Lössen und 1 Flugsand überdeckt werden. Fossile Böden, Fließerden und „Eiskeile" lassen eine Gliederung zu. Nach dem Essen in Bensheim-Zell fuhren wir nach Mauer, wo E. Becksmann die Stratigraphie erläuterte und A. Rust die Artefakte des *Homo heidelbergensis* vorführte. Mit einem Besuch der Mauer-Sammlung des Geologischen Instituts und einem Vortrag von E. Becksmann über die geologische Geschichte der Neckarschlinge von Mauer fand die Tagung ihren Abschluß.

Mitgliederliste der Deutschen Quartärvereinigung [1])

A. Persönliche Mitglieder [2])

Adam, K. D., Dr., Stuttgart, Archivstraße 3, Staatliches Museum für Naturkunde.
Adrian, Walther, Bielefeld, Am Lothberg 44.
Ahrens, Wilhelm, Prof. Dr., Krefeld, Westwall 124.
Aldinger, Hermann, Prof. Dr., Stuttgart, Huberstraße 16, Technische Hochschule, Geologisches Institut.
Annaheim, H., Prof. Dr., Basel/Schweiz, Kirchenrain 58.
Arnold, Hellmut, Dr., Krefeld, Westwall 124.
Ashauer, Wolfgang, Dr., Aachen, Wüllnerstr. 2, Technische Hochschule, Geologisches Institut.

Badenheuer, Friedrich, Dr.-Ing., Essen-Bredeney, Zeunerstraße 22.
Barby, Reinhard, Feldberg/Mecklenburg, Eichholzstraße 3.
Barner, Wilhelm, Alfeld a. d. Leine, Eckstraße 9, Heimatmuseum.
Bartz, Joachim, Dr., Landesgeologe, Heidelberg, Schillerstraße 7.
Beck, Alfons, Kreispfleger für Ur- und Frühgeschichte, Konstanz, Tägermoosstraße 37.
Becksmann, Ernst, Prof. Dr., Freiburg i. Brsg., Albertstraße 11.
Berger, Fritz, Prof. Dr., Aachen, Wüllnerstraße 2, Technische Hochschule, Geologisches Institut.
Bögli, Alfred, Prof. Dr., Hitzkirch (Luzern)/Schweiz.
Brandtner, Friedrich, Dr., Wien XIX (Österreich), Diemgasse 6/2.
Braun, F. J., Dr., Krefeld, Westwall 124.
Breddin, H., Prof. Dr., Aachen, Wüllnerstraße 2/II, Technische Hochschule, Geologisches Institut.

Brelie, G. v. d., Dr., Krefeld, Westwall 124.
Brückner, G. H., Dr., Hamburg 1, Steinstraße 5.
Brüning, H., Dr., Eschwege, Niederhorner Straße 54, bei Dr. Espe.
Brunnacker, K., Dr., Dipl.-Geol., München 27, Möhlstraße 12 a.
Brunner, Georg, Dr., Nürnberg, Bulmannstraße 71/III.
Brunner, Horst, Dozent, Dresden, Pädagogisches Institut.
Büdel, Julius, Prof. Dr., Würzburg,Geographisches Institut der Universität.
Bülow, Kurd v., Prof. Dr., Rostock, Wismarsche-Straße 8.
McBurney, C. M. B., Dr., Cambridge (England), 20 Queen Edith's Way.

Charlesworth, J. K., Prof., Ballycastle, Co. Antrim, North. Ireland.

Dammer, Bruno, Prof. Dr., Wiesbaden, Bodenstedtstraße 4.
Dancau, B., Dr., München 23, Leopoldstraße 5, Bayerische Landesanstalt für Moorwirtschaft und Landkultur.
Dechend, Wilfried, Dr., Hannover, Wiesenstraße 1.
Dege, Wilhelm, Dr., Angelmodde, Post Wolbeck, bei Münster i. Westfalen.
De Geer, Ebba Hult, Prof., Stockholm (Schweden), Sveavägen 34, Geokronologiska Institutet.
Deppe, Adolf, Postamtmann a. D., Bielefeld, Sebastian-Bach-Straße 7.
Dette, Kurt, Dr., Berlin-Karlshorst, Dorotheastraße 25 a.
Dewers, Ferdinand, Dr., Bremen, Heinrich-Heine-Straße 49.
Dienemann, Wilhelm, Prof. Dr., Hannover, Wiesenstraße 1.
Dietrich, W. O., Prof. Dr., Berlin N 4, Invalidenstraße 43.
Dietz, Curt, Dr. ,Hannover, Rühmkorffstraße 12.
Donner, J., Prof. Dr., Helsinki (Finnland), Geologisches Institut der Universität, Snellmaninkatu 5.
Dreimanis, A., Prof., London/Ontario (Canada), University of Western Ontario, Departement of Geology.
Dücker, Alfred, Dr., Elmshorn, Kalteweide 65.

[1]) Es wird gebeten, etwaige Fehler dem Schatzmeister der Vereinigung, Prof. Dr. Konrad Richter, Hannover, Wiesenstraße 1, mitzuteilen.
[2]) Persönliche Mitglieder in Mitteldeutschland sind z. Zt. aus devisen-technischen Gründen von der Zahlung des Beitrages in DM-West befreit.

Eberl, B., Dr., Augsburg, Rosenaustraße 60.
Ebers, Edith, Dr., Haunshofen, Post Diemendorf, Ober-Bayern.
Ebhardt, Hermann, Hannover, Schloßwender Straße 4.
Eisenhut, Eugen, Dr., Korntal bei Stuttgart, Solitude-Allee 95.
Erb, Ludwig, Dr., Freiburg i. Br., Brombergstraße 36.
Erbe, Jost, Hannover, Wiesenstraße 1.
Ericson, David B., New York (USA), Lamont Geological Observatory, Torrey Chiff, Palisades.

Fezer, Fritz, Dr., Heilbronn-Böckingen, Heidenrain 13.
Fink, Julius, Dr., Privatdozent, Wien XVI (Österreich), Sulmgasse 13 a.
Finsterwalder, Richard, Prof. Dr., München 2, Arcisstraße 21.
Franz, Hans-Joachim, Dr., Potsdam-Babelsberg, Ernst-Thälmannstraße 88.
Firbas, F., Prof. Dr., Göttingen, Wilhelm-Weber-Straße 2.
Florschütz, F., Prof. Dr., Velp (Niederlande), Enkweg 37.
Freising, Hans, Dr., Eßlingen am Neckar, Hölderlinweg 63
Frenzel, Burkhard, Dr., Bonn, Florentius-Graben 7.
Frenzel, Hedwig, Dr. Dresden N 23, Böttcherstraße 47.
Freudenberg, Wilhelm, Prof. Dr., Schlierbach bei Heidelberg.
Fries, Walter, Dr.-Ing., Freiburg i. Br., Schwarzwaldstraße 180.

Gallwitz, H., Prof. Dr., Halle a. d. Saale, Domstraße 5, Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität.
Gams, H., Prof. Dr., Innsbruck-Hötting (Österreich), Botanisches Institut der Universität.
Gandert, O., Dr., Berlin SW 61, Stresemannstraße 110.
Ganss, Ortwin, Dr., Breitbrunn/Chiemsee.
Gehl, Otto, Dr., Schwerin, Schloßstraße 3, Geologische Kommission.
Gellert, Joh., F., Prof. Dr., Potsdam, Helene-Lange-Straße 8.
Genieser, Kurt, Dr., Berlin N 4, Invalidenstraße 44, Geologischer Dienst.
German, Rüdiger, Dr., Tübingen, Neckarhalde 44
Göller, Aug., Rektor a. D., Schönau/Schwarzwald, Friedrichstraße.
Graf, Heinrich, Hannover, Wiesenstraße 1.
Grahle, H.-O., Dr., Hannover, Wiesenstraße 1.
Grahmann, Rudolf, Prof. Dr., Koblenz, Karthäuser Hofweg 88.
Graul, Hans, Dr., Gutenzell, Kreis Biberach/Riss.
Gripp, Karl, Prof. Dr., Kiel, Niemannsweg 168.
Groba, Egon, Dipl.-Geol., Berlin O 112, Finow-Straße 5.
Groschopf, Paul, Dr., Geislingen/Steige, Hägelestraße 30.
Grospietsch, Th., Dr., Plön i. Holstein, Hydrobiologische Anstalt der Max-Planck-Gesellschaft.
Gross, Hugo, Dr., Dr. h. c., Bamberg, Kunigundendamm 59.
Guenther, Ekke W., Prof. Dr., Kiel, Olshausenstraße 40/60, Geologisches Institut der Universität.
Gullentops, F., Dr., Louvain (Belgien), Institut géologique de l'Université.
Guyan, W., Prof. Dr., Schaffhausen (Schweiz), Museum zu Allerheiligen.

Haarnagel, W., Dr., Wilhelmshaven, Viktoriastraße 26/28.
Habetha, Ernst, Dr., Hannover, Wiesenstraße 1.
Hallik, Rudolf, Dr., Hamburg-Blankenese, Witts Park 17.
Hamm, F., Dr., Hannover, Hildesheimer Straße 45 B.
Hannemann, W., Dr., Speyer/Rhein, Gabelsberger Straße 2.
Hartung, Wolfgang, Dr., Oldenburg i. O., Steinweg 53.
Heck, Herbert-Lothar, Dr., Berlin N, Invalidenstraße 44.
Hein, Lotte, Dr., Berlin-Biesdorf, Luise-Zietz-Straße 39.
Heinz, H. J., Dr., Düsseldorf, Lindenstraße 188.
Heller, Florian, Prof. Dr., Nürnberg, Gudrunstraße 26
Hempel, Ludwig, Dr., Dozent, Münster i. W., Sperlichstraße 69.
Henrici, Heinz, Dr., Bremen, Werder-Straße 101.
Herrmann, Rudolf, Dr., Hannover, Wiesenstraße 1.
Hesemann, Julius, Dr., Krefeld, Westwall 124.
Hiehle, Kurt, Dr., Heidelberg, Neuenheimer Landstraße 38.
Hirsch, Rudolf, Dr., Studienrat, Memmingen/Allgäu, Äußere Ulmer Straße 14.
Höhl, Gudrun, Dr., Bamberg, Am Zwinger 4 c.

Hölting, Bernward, cand. geol., Kiel, Olshausenstraße 40/60, Geologisches Institut der Universität.
Hövermann, Jürgen, Dr., Göttingen, Bürgerstraße 23.
Hohl, Rudolf, Dr., Lehrbeauftragter für angewandte Geologie, Leipzig, Schenkendorfstr. 11.
Hollstein, Wilhelm, Dr., Hannover, Wiesenstraße 1.
Horak, Egon, stud. geol., Innsbruck (Österreich), Müllerstraße 34.
Hormuth, Karl Fr., Bruchsal, Durlacher Straße 137.
Howell, F. Clark, Prof., Washington University School of Medicine, Department of Anatomy, St. Louis, Missouri (USA).
Huckriede, Reinhold, Dr., Hannover, Tonstraße 1.
Hunger, Richard, Prof. Dr., Freiburg/Sa., Institut für Brennstoffgeologie.
Huttenlocher, F., Prof. Dr., Tübingen, Im Rotbad 19.

Illies, Henning, Dr., Freiburg i. Br., Hebelstraße 40.

Jakob, Hans, Dr., Bamberg, Dominikaner Straße 4.
Janik, V., Dr.-Ing., Linz (Österreich), Neue Heimat, In der Neupeint 21.
Jaspersen, Paul, Regierungsdirektor a. D., Kiel, Esmarchstraße 42.
Johannsen, Alfred, Dr., Kronshagen über Kiel, Hasselkamp 106.
Johnsson, G., Dr., Lund (Schweden), Kastanjegaten 6 a.
Junghanns, Franz M., Dr., Nürnberg, Lutzstraße 3.

Kaiser, Karlheinz, Dr., Köln, Zülpicher Straße 47.
Kaltenbach, Herbert, Dr., Königstein i. Taunus, Altkönigstraße 4.
Kasparek, Max Udo, Landshut, Bettinaweg 7.
Kausch, Walter, Pinneberg i. Holst., Rellinger Straße 15.
Kayser, Kurt, Prof. Dr., Köln, Geographisches Institut.
Keller, Gerhard, Prof. Dr., Hannover, Welfengarten 1, Geologisches Institut der Technischen Hochschule.
Klebelsberg, R. v., Prof. Dr., Innsbruck (Österreich), Universitätsstraße 4/II, Geologisches Institut der Universität.
Kleinschmidt, Adolf, Dr., Braunschweig, Pockelstraße 10 a, Naturhistorisches Museum.
Klengel, K.-J., Dipl.-Geol., Dresden N 52, Neu-Bühlauer-Straße 7.
Knauer, Josef, Prof. Dr., München 13, Konradstraße 9/III r.
Koch, Emil, Prof. Dr., Hamburg 34, Beim Rauhen Hause 52.
Köster, Rolf, Dr., Dipl.-Geol., Kiel, Wilhelmshavener Straße 3.
Kohl, Hermann, Dr., Linz (Österreich), Figulystraße 39.
Kohl, Fritz, Dr., Regierungsrat, München 22, Prinzregentenstraße 28, Bayerisches Geologisches Landesamt.
Kolumbe, Erich, Dr., Hamburg-Altona, Keplerstraße 33.
Kopp, Karl Otto, Dr., Bremen, Hauptmann-Böse-Weg 25.
Krausch, Heinz-Dieter, Dipl.-Biologe, Potsdam, Geschwister-Scholl-Straße 3.
Krekeler, Xaver Gustav, Dr. Dr., Bamberg, Kunigundendamm 10/11.
Kremer, Elisabeth, Dr., Wittlich/Mosel, Koblenzer Straße 6.
Kubiena, W., Prof. Dr., Reinbek, Bez. Hamburg, Schloß, Bundesanstalt für Forst und Holzwirtschaft.
Kühn, Herbert, Prof. Dr., Mainz, An der Goldgrube 35.
Kummerow, W. E., Mittelschullehrer i. R., Rüdersdorf, bei Berlin, Brückenstraße 12.

Lang, Gerhard, Dr., Karlsruhe, Erbprinzenstraße 13, Landessammlungen für Naturkunde.
Lang, Hans-Dietrich, Dr., Hannover, Wiesenstraße 1.
Langer, Helmut M. E., Schwerin, Landreiterstraße 34.
Lembke, Herbert, Dr., Berlin-Friedrichshagen, Brösnerstraße 4.
Leussink, H., Prof. Dr.-Ing., Karlsruhe, Kaiserstraße 12.
Leyden, Alexander, Dr., Kiel, Eckerförderstraße 44.
Lieberoth, I., Dr., Eberswalde, Friedrich-Ebert-Straße 16, Institut für Forstliche Bodenkunde und Standortslehre.
Liedtke, Herbert, Dr., Falkensee, bei Berlin, Segefelder Straße 28.
Lindner, Herbert, Amtmann i. R., Schwarzenberg, Post Eschlkam, bei Furth im Walde.
Losert, H., Dr., Soltau, Reitschulweg 9.
Lotze, Franz, Prof. Dr., Münster i. W., Pferdegasse 3, Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität.
Louis, Herbert, Prof. Dr., München 2, Luisenstraße 37.
Ložek, Vojen, Dr., Praha I (Tschechoslowakei), Hradebni 9, Geologische Zentralanstalt.

Lüders, Rudolf, Dr., Hannover, Wiesenstraße 1.
Lüdi, Werner, Prof. Dr., Zürich 44 (Schweiz), Zürichberg 38, Geobotanisches Forschungsinstitut Rübel.
Ludwig, Alfred, Dr., Dipl.-Geol., Rostock, Wismarsche Straße 8, Geol.-Paläontol. Institut der Universität.
Lüttig, Gerd, Dr., Hannover, Wiesenstraße 1.

Maarleveld, G. C., Dr., Ede (Niederlande), Kerkweg 37.
Maas, Hans, Dr. ,Krefeld, Westwall 124.
Malz, Elisabeth, Dr., Leipzig — C 1, Richard-Lehmannstraße 36, Deutsches Institut für Länderkunde.
Martens, Wilhelm, Dr., Templin, Wilhelm-Pieck-Straße 7.
Martini, Hans-Joachim, Prof. Dr., Hannover, Wiesenstraße 1.
Masuch, Kläre, Dr., Berlin-Reinickendorf, Berliner Straße 56.
Mathiensen, Ingrid, Dr., Landshut/Bay., Reithoherstraße 16.
Menschinq, H., Dr., Würzburg, Tröltschstraße 1 a.
Meyer, Sepp, Düsseldorf-Grafenberg, Hardtstraße 121/2.
Micheler, Anton, Lehrer, München 27, Ismaninger Straße 126/3.
Mielecke, Walter, Rathenow, Friedrich-Eberst-Ring 21.
Milojcic, V., Prof. Dr., Saarbrücken, Universität, Philosophische Fakultät.
Mirtsching, Alex, Dr., Clausthal-Zellerfeld, Altenauer Straße 24.
Mohr, Hannes, Prof. Dr., Wien I (Österreich), Bräuner Straße 4—6.
Moog, Friedrich, Dr., Limburgerhof (Pfalz), Feuerbach Straße 8, Landkreis Ludwigshafen a. Rh.
Moos, Beata, Dr., Hannover, Wiesenstraße 1.
Mortensen, H., Prof. Dr., Göttingen, Keplerstraße 24.
Mückenhausen, Eduard, Prof. Dr. Dr., Bonn, Nußallee 1.
Müller-Beck, Hans-Jürgen, Dr., Bern (Schweiz), Schönauweg 12.
Müller, Ernst Heinz, Dr., Krefeld, Westwall 124.
Müller, Helmut, Dr., Hannover, Wiesenstraße 1.
Müller, Siegfried, Dr., Fellbach, bei Stuttgart, Paulus Weg 5.
Müller, Theodor, Dr., Braunschweig, Heinrich-Straße 34.
Müller, Werner, Dr., Hannover, Wiesenstraße 1.
Mullenders, W., Dr., Louvain (Belgien) 9, rue du Manège, Palynologie-Phytosociologie Institut Carnoy.

Narr, Karl J., Dr., Göttingen, Kurze Geismarstraße 40.
Niedermayer, Josef, Dr., Hamburg, Rothenbaumchaussee 64 a.
Nietsch, Helmuth, Dr., Loccum, über Wunstorf, Nr. 243.
Nilson, Tage, Dr., Lund (Schweden), Geologisches Institut der Universität.
Niquet, Franz, Dr., Braunschweig, Amalienstraße 7.
Nostitz, Siegfried v., Legationsrat I. Kl., Schloß Kleeberg, Post Ruhstorf über Passau.

Ostendorff, E., Prof. Dr., Stuttgart-Degerloch, Nägelestraße 6.
Otremba, Erich, Dr., Ahrensburg, bei Hamburg, Parkallee 34.
Overbeck, Fritz, Prof. Dr., Kiel, Waitzstraße 16.

Panzer, Wolfgang, Prof. Dr., Mainz, Geographisches Institut der Universität.
Pfaffenberg, Kurt, Lehrer i. R., Sulingen (Niedersachsen), Parkstraße 24.
Pfannenstiel, Max, Prof. Dr., Freiburg i. Br., Günterstalstraße 32.
Pfeiffer, Dieter, Dr., Hannover, Wiesenstraße 1.
Picard, Karl, Dr., Kiel, Kantstraße 78.
Pielenz, Otto Karl, Hamburg-Eidelstedt, Nebenbahnstraße 14.
Pippan, Therese, Dr., Salzburg (Österreich), Paumannplatz 2.
Plaß, Minna, Hamburg-Altona, Am Felde 37.
Plewe, Ernst, Prof. Dr., Heidelberg, Roonstraße 16.
Poser, Hans, Prof. Dr., Hannover, Brühlstraße 7, Geographisches Institut der Technischen Hochschule.
Preuß, H., Dr., Wilhelmshorst bei Potsdam.
Priehäußer, Georg, Dr., Zwiesel, Bayerischer Wald, Frauenauer-Straße 554.
Pruskowski, Paul, Brühl, Bez. Köln, Hermannstraße 14.

Rathjens, Carl, Prof. Dr., Saarbrücken 2 A, Geographisches Institut der Universität.
Reiff, Winfried, Dipl.-Geol., Stuttgart-W, Schwabstraße 100.

Rein, Ulrich, Dr., Krefeld, Westwall 124.
Reinhart, Franz, Verwaltungs-Oberamtmann, Hannover, Wiesenstraße 1.
Remy, H., cand. geol., Bonn, Nussallee 2.
Richter, Konrad, Prof. Dr., Hannover, Wiesenstraße 1.
Rippel, Johann Karl, Dr., Braunschweig, Geysostraße 7, Geographisches Institut der Technischen Hochschule.
Roeschmann, Günter, Dr., Hannover, Wiesenstraße 1.
Rust, Alfred, Dr., Ahrensburg, bei Hamburg, Am Rehm 52,
Ruyter, Johann-Ludwig, Dipl.-Landwirt, Hannover, Wiesenstraße 1.

Sachse, Rudolf, Babelsberg, Rudolf-Breitscheid-Straße 229.
Sauer, Kurt, Dr., Freiburg i. Br., Luisenstraße 11.
Sauter, Marc-R., Prof., Genève (Schweiz), Rue des Maraichers 44c, Université de Genéve, Institut d'Anthropologie.
Schaefer, Ingo, Dr., München-Gräfelfing, Maria-Eichstraße 120.
Schenk, Erwin, Dr., Wiesbaden, Mainzer Straße 25.
Schmid, Elisabeth, Prof. Dr., Freiburg i. Br., Stechertweg 8.
Schmid, Friedrich, Dr., Dipl.-Geol., Hannover, Wiesenstraße 1.
Schmidt, H., Oberreg.- und Baurat, Oldenburg i. O., Wehdestraße 16, Merkurhaus.
Schmidt, Wolfgang, Dr., Krefeld, Westwall 124.
Schmidt-Thomé, Paul, Prof. Dr., Holzen. bei München, Post Ebenhausen.
Schmithüsen, Josef, Dr., Dozent, Karlsruhe, Bismarckstraße 13 b.
Schmitz, H., Prof. Dr., Hamburg 36, Jungiusstraße 6.
Schneekloth, H., Dipl.-Landwirt, Hannover, Wiesenstraße 1.
Schneider, Hans, Dr., Bielefeld, Dornberger Straße 28.
Schneider, Harras, Dr., Hannover, Wiesenstraße 1.
Schneider, R., Dipl.-Geograph, Oberassessor, Potsdam, Jäger-Allee 15.
Schneider, Siegfried, Dr., Hannover, Hedwigstraße 18.
Schönhals, Ernst, Dr., Wiesbaden, Mainzer Straße 25.
Schott, Carl, Prof. Dr., Marburg/Lahn, Renthof 6.
Schütrumpf, R., Dr., Kiel-Emschenhagen, Grazer Straße 22.
Schuh, Friedrich, Prof. Dr., Erlangen, Rudelsweiherstraße 25.
Schulte, Fr., Justizrat, Pelkum i. Westf., Reichsstraße 1.
Schulze, Dr., Menden, Unnaer Landstraße 21.
Schwabedissen, Hermann, Prof. Dr., Köln, Inst. f. Ur- und Frühgeschichte der Univ., Weyertal 125.
Schwantes, G., Prof. Dr., Kiel, Lantziusstraße 22.
Schwarz, Gabriele, Prof. Dr., Freiburg i. Br., Hebelstraße 40, Geographisches Institut der Universität.
Schwarzbach, Martin, Prof. Dr., Köln, Zülpicher Straße 47, Geologisches Institut der Universität.
Seibold, Eugen, Prof. Dr., Tübingen, Sigwartstraße 10, Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität.
Selle, Willi, Studienrat, Braunschweig-Riddagshausen, Am Kreuzteich 6.
Sickenberg, Otto, Prof. Dr., Hannover, Holscherstraße 10.
Simon, Wilhelm Georg, Dr., Hamburg, Rothenbaumchaussee 64 a.
Sindowski, Heinz, Dr., Hannover, Wiesenstraße 1.
Sitte-Lürzer, Eva, Dr., Innsbruck (Österreich), Schillerstraße 21.
Solger, Fritz, Prof. Dr., Berlin-Steglitz, Stindestraße 4.
Spreitzer, H., Prof. Dr., Wien I (Österreich), Geographisches Institut der Universität.
Stearns, Ch. W., Prof. Dr., Tufts University, College of Liberal Arts, Medford 55, Mass. (USA).
Steeger, Albert, Dr. Dr. Kempen/Rhld., Hülser Straße 7.
Straka, Helmut, Dr., Kiel, Düsternbrooker Weg 17, Botanisches Institut der Universität.
Stremme, Helmut, Dr., Kiel, Esmarchstraße 7.
Ströbel, Winfried, Dr., Stuttgart, Hofer Straße 12.
Suling, K. H., Dr., Bremen, Geestemünder-Straße 68.

Takai, Fuyuji, Dr., Tokyo (Japan), Geolog. Instute, Faculty of Science, University of Tokyo.
Taute, Wolfgang, stud. praehist., Institut für Vor- und Frühgeschichte der Universität Köln.
Thiele, Siegfried, Dr., Bielefeld, Hoberge 17.
Thome, Karl, Dr., Krefeld, Kölner Straße 547.

Thomson, Paul, Prof. Dr., Bonn, Belderberg 4.
Tode, Alfred, Dr., Braunschweig, Mönchstraße 1, Landesmuseum.
Todtmann, Emmy Mercedes, Dr., Hamburg 39, Blumenstraße 41.
Trainer, Frank W., Wilmington (USA), North Carolina, 210 Wrightsville Avenue.
Traub, Franz, Dr., München 5, Pestalozzistraße 3.
Trofimowitz, Andreas v., Dr., Malmö (Schweden), Bellevuevägen 27 A.
Troll, Carl, Prof. Dr., Bonn, Franziskaner Straße 2.

Udluft, H., Prof. Dr., Wiesbaden-Dotzheim, Hasenpitz 39.
Uenze, Otto, Dr., Marburg/Lahn, André-Straße 4½.

Valentin, Hartmut, Dr., Berlin-Zehlendorf, Am Karpfenphul 1.
Viete, Günter, Dr., Freiberg/Sa., Ziegelgasse 1.
Vogel, Franz, Prof. Dr., Oberregierungsrat, München 22, Prinzregentenstraße 28.
Voigt, Ehrhard, Prof. Dr., Hamburg 36, Esplanade 1 b, Geologisches Staatsinstitut.

Wager, Rudolf, Dr., Hannover, Wiesenstraße 1.
Wagner, Georg, Prof. Dr., Tübingen, Gartenstraße 23.
Wagner, W., Prof. Dr., Darmstadt, Claudiusweg 16.
Washburn, A. L., Hanover (USA.), 2 Hilton Field Lane, New Hamshire.
Wayne, William, Bloomington (USA.), Indiana University, Glacial Geology Section, Indiana Geological Survey.
Weber, Hans, Dr., Dozent, Ilmenau/Thür., August-Bebel-Straße 12.
Wedding, Hartmann, Dr., Ankara (Türkei), P. K. 32, Cankaya.
Wegewitz, Willi, Dr., Hamburg-Harburg, Bremer Straße 252.
Wehrli, Hans, Prof. Dr., Greifswald, Universität.
Weidenbach, Fritz, Dr., Stuttgart-Sillenbuch, Ed.-Steinle-Straße 23.
Weiler, W., Dr., Worms/Rhld., Luginsland 22.
Weinberger, Ludwig, Hauptlehrer, Mettmach (Österreich).
Weischet, Wolfgang, Dr., München 2, Luisenstraße 37.
Weiss, Klaus, cand. geol., Kiel, Olshausenstraße 40/60.
Wenk, F., Dr., Oberstudienrat, Biberach/Riss, Dinglinger Straße 24.
Werdecker, Josef, Dr., Darmstadt, Am Erlenberg 26.
Werner, Jörg, Dipl.-Geol., Winnenden/Württbg., Schloßstraße 21.
West, R. G., Dr., Cambridge (England), 24, Station Road.
Wetzel, Robert, Prof. Dr., Tübingen, Waldhäuser Straße 16.
Weverinck, Theodor, Dr., Bremen, Contrescarpe 53 III.
Weyl, Richard, Prof. Dr., Gießen, Bismarckstraße 30, Geologisches Institut.
Winkler von Hermaden, A., Prof. Dr., Kapfenstein (Österreich).
Wirtz, Daniel, Prof. Dr., Hannover, Wiesenstraße 1.
Wittmann, Otto, Dr., Studienrat, Lörrach/Baden, Rosenfelsweg 23.
Woldstedt, Paul, Prof. Dr., Bonn/Rh., Argelanderstraße 118.
Wortmann, Heinrich, Dr., Krefeld, Westwall 124.
Wright, H. E., Jr.,Prof. Dr., University of Minnesota, Depardment of Geology and Mineralogy, Minneapolis 14/USA.
Wüst, W., Prof. Dr., München 22, Kaulbachstraße 35/II r.
Wundt, W., Prof. Dr., Freiburg i. Br., Schubertstraße 5.

Zeidler, Hans, Prof. Dr., Würzburg, Klinikstraße 5.
Zeuner, F. E., Prof. Dr., London N. W. 1 (England), Regents Park, Inner Circle, University of London, Institute of Archaeology.
Zimmermann, Konrad, Dipl.-Landwirt, Bonn/Rh., Nußallee 1.
Zylmann, Peter, Prof. Dr., Hamburg-Rahlstedt, Moränenweg 7.

B. Ämter, Bibliotheken, Institute und dgl. (nach Orten verzeichnet)

Amersfoort (Niederlande), Rijksdienst Oudheidkundig Bodemonderzoek, Kleine Haag 2.
Amsterdam (Niederlande), Universitäts-Bibliothek, („Geographisch en Volkenkundig Instituut").

Basel (Schweiz), Institut für Ur- und Frühgeschichte der Schweiz, Rheinsprung 20.
Bamberg, Geographisches Institut der Phil.-Theol. Hochschule, Abtsberg 17.
Berlin-Lichterfelde, Geographisches Institut der Freien Universität Berlin, Potsdamer Str. 11.
Berlin NW 7, Geographisches Institut der Humboldt-Universität, Universitätsstraße 3 b.

Berlin SW 11, Museum für Vor- und Frühgeschichte, Stresemannstraße 110.
Bern (Schweiz), Seminar für Urgeschichte der Universität.
Bonn, Geographisches Institut der Universität, Franziskaner Straße 2.
Bonn, Geologisches Institut der Universität, Nußallee 2.
Bonn. Institut für Bodenkunde der Universität, Nußallee 1.
Bonn, Verein von Altertumsfreunden im Rheinland, Colmantstraße 16.
Braunschweig, Braunschweigisches Landesmuseum für Geschichte und Volkstum, Mönchstraße 1.
Braunschweig, Geographisches Institut der Technischen Hochschule Geysostraße 7.

Cambridge (England), Botany School, Downing Street.
Cambridge (England), Faculty of Archaeology and Anthropology.

Darmstadt, Amt für Bodendenkmalpflege im Regierungsbezirk Darmstadt, Friedensplatz 1.
Darmstadt, Institut für Geologie und Technische Gesteinskunde der Technischen Hochschule, Alexanderstraße 4.
Denver 14/Colorado (USA.), U. S. Geological Survey, Denver Federal Center.
Dresden A 1, Staatliches Museum für Mineralogie und Geologie — Forschungsstelle —, Georg-Treu-Platz.
Dublin (Irland), Royal Irish Academy, 19 Dawson Street.

Frankfurt/Main, Geographisches Institut der Universität, Schumannstraße 58.
Frankfurt/Main, Institut für Vor- und Frühgeschichte beim Seminar für Alte Geschichte der Johann Wolfgang Goethe-Universität, Mertonstraße 17.
Freiburg i. Brs., Institut für Ur- und Frühgeschichte der Universität Adelhauser Straße 33.
Freiburg i. Brs., Geologisch-Paläotologisches Institut der Universität, Hebelstraße 40.

Giessen, Oberhessisches Museum und Gail'sche Sammlungen der Stadt Giessen.
Göttingen, Agrikulturchemisches und Bodenkundliches Institut der Universität, Nikolausberger Weg 7.
Göttingen, Geographisches Institut der Universität, Herzberger Landstraße 2.
Göttingen, Seminar für Ur- und Frühgeschichte der Universität, Kurze Geismarstraße 40.
Groningen (Niederlande), Biologisch-Archaeologisches Institut der Universität, Poststraat 6.

Haarlem (Niederlande), Geologische Stichting, Geologische Dienst, Spaarne 17.
Hamburg 13, Geologisches Landesamt, Rothenbaumchaussee 64 a.
Hamburg 36, Geologisches Staatsinstitut, Esplanade 1 b.
Hamburg-Harburg, Helms-Museum, Buxtehuder Straße 31.
Hamburg 13, Institut für Geographie und Wirtschaftsgeographie der Universität, Rothenbaumchaussee 21/23.
Hannover, Amt für Bodenforschung, Wiesenstraße 1.
Hannover, Geographisches Institut der Technischen Hochschule, Brühlstraße 7.
Hannover, Lehrstuhl und Institut für Landwirtschaftlichen Wasserbau und Wasserwirtschaft, Welfengarten 1.
Hannover, Niedersächsisches Landesmuseum, Am Maschpark 5.
Herne i. Westf., Emschertal-Museum.
Heidelberg, Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität, Hauptstraße 52.
Heidelberg, Institut für Frühgeschichte der Universität, Schulgasse 6.
Hildesheim, Städtische Museen.
Hongkong (China), Department of Geography and Geology, University of Hongkong.

Karlsruhe, Landessammlungen für Naturkunde, Friedensplatz.
Kiel, Geologisches Institut der Universität, Olshausenstraße 40/60.
Kiel, Geologisches Landesamt, Mecklenburger Straße 22/24.
Köln-Lindenthal, Geographisches Institut der Universität, Albertus-Magnus-Platz.
Köln, Geologisches Institut der Universität, Zülpicher Straße 47.
Köln, Institut für Ur- und Frühgeschichte der Universität, Weyertal 125.
Krefeld, Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, Westwall 124.

Linz a. d. D. (Österreich), Ober-Österreichisches Landesmuseum, Bibliothek, Mineralogisch-Geologische Abteilung, Museumstraße 14.
London S. W. 7 (England), Science Museum Library, South Kensington.

Mainz, Geologisches Landesamt Rheinland-Pfalz, Wallstraße 45, Bau 4.
Mainz, Institut für Vor- und Frühgeschichte der Universität, Saarstraße 21.
Marburg/Lahn, Geographisches Institut der Universität.
Mettmann bei Düsseldorf, Naturschutzverein Neandertal e. V., Gartenstraße 6

München 2, Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und Historische Geologie, Richard-Wagner-Straße 10/II.
München 2, Geographisches Institut der Technischen Hochschule, Arcisstraße 21.
München, Geographisches Institut der Universität.
Münster i. W., Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität, Pferdegasse 3.

New Haven, Connecticut (USA.), Yale University, Department of Geology, Kirtland Hall 2, Hillhouse Ave.

Potsdam, Institut für Geographie der Pädagogischen Hochschule, Sanssouci, Am Neuen Palais.

Remagen, Amt für Landeskunde, Bergstraße 38.

Schleswig, Museum vorgesch. Altertümer, Schloß Gottorp.
Stuttgart, Geologisches Institut der Technischen Hochschule, Huberstraße 16.
Stuttgart, Geologisches Landesamt von Baden-Württemberg, Schützenstraße 4.
Stuttgart, Staatliches Museum für Naturkunde, Geologische Abteilung. Archivstraße 3.

Torino (Italien), Laboratorio di Geografia della Facolta di Magistero Universita di Torino, Via Carlo Alberto 10.
Tübingen, Geographisches Institut der Universität.
Tübingen, Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität, Sigwartstraße 10.

Utrecht (Niederlande), Geographisches Institut der Reichs-Universität, Drift 21.

Wageningen (Niederlande), Stichting voor Bodemkartering, Bennekom, Bovenweg 7.
Wien I (Österreich), Geographisches Institut der Universität.
Wien XVIII (Österreich), Institut für Geologie und Bodenkunde der Hochschule für Bodenkultur, Gregor-Mendel-Straße 33.
Wien I (Österreich), Speläologisches Institut, Hofburg, Leopoldinischer Trakt, Bettlerstiege.
Wien I (Österreich), Urgeschichtliches Institut der Universität, Hanuschgasse 3/1.
Wiesbaden, Hessisches Landesamt für Bodenforchung, Mainzer Straße 25.
Würzburg, Geographisches Institut der Universität, Klinikstraße 3.
Würzburg, Geologisches Institut der Universität, Pleichertorstraße 34.

Zürich (Schweiz), Geographisches Institut der Universität, Freiestraße 30.

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 beschrieben sowie völlig druckfertig, an den Herausgeber: Prof. Dr. P. Woldstedt, Bonn, Argelanderstraße 118.

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

Die Bildvorlagen müssen vollständig reproduktionsfähig sein.

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

Korrekturen auf das unbedingt Notwendige beschränken. Bei Änderungen des Textes muß bedacht werden, daß es sich um maschinellen Zeilensatz handelt. Wenn Worte geändert werden, muß die 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 (14a) Öhringen

Einführung in die Erd- und Landschaftsgeschichte

mit besonderer Berücksichtigung Süddeutschlands
Von Univ.-Professor Dr. Georg Wagner

2. vermehrte Auflage 1950. Gesamtumfang: 664 S. Text mit 565 Bildern und 23 Fossiltaf. sowie üb. 400 Fotos auf 200 Kunstdrucktafeln. Ganzleinen **DM 36.—** Ausgabe in 2 Bänden **DM 39.—** (die 200 Kunstdrucktafeln sind lose in schöner Rohleinenmappe).

Dieses Werk wird von allen Seiten als das gegenwärtig beste Einführungsbuch in die Erd- und Landschaftsgeschichte bezeichnet.

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**

Die schönsten Versteinerungen im Schiefer des Schwarzen Jura
56 Seiten Text mit 6 Abb., 1 Fossiltafel sowie **80 Kunstdrucktafeln.**
Ganzleinen **DM 8.75.**

Aus der Fülle der Fossilien sind die wertvollsten ausgewählt und vorzüglich wiedergegeben. — Dieses Werk ist eine wesentliche Bereicherung der palaeontologischen Literatur.

GEORG HOFFMANN: **Der See der Adler**

84 Seiten m. 48 ganzseitigen Bildtafeln auf Kunstdruckpapier, Ganzleinen **DM 8.50**

Der Verfasser zählt in weiten Kreisen zu den hervorragendsten Schilderern der Vogelwelt. Seine Aufnahmen sind zum Teil einzigartige Naturdokumente. Die früher erschienenen Bände „Rund um den Kranich" und „Ein See im Walde" sind z. Zt. vergriffen.

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.

Eine wichtige Neuerscheinung für den Naturwissenschaftler, besonders Botaniker und Geologen.

Die Lebewelt unserer Trias

von Martin Schmidt

302 Seiten mit mehr als 2300 Zeichnungen des Verfassers
Ganzleinen **DM 11.70,** Nachtragsband 1938 **DM 5.—**
„Das klassische Werk der Trias"

AUS DER HEIMAT

Naturwissenschaftliche Monatsschrift des deutschen Naturkundevereins
steht im 65. Jahrgang und kostet vierteljährlich nur **DM 3.—**
Aus der Heimat ist die Zeitschrift des ernsten Naturfreundes
Probehefte auf Wunsch!

Sonderheft: **Der Karst,** von Prof. Dr. G. Wagner, **DM 2.—**
(9/10/1954) als Musterbeispiel der Verkarstung, mit 16 Tafeln.