Eiszeitalter und Gegenwart

Jahrbuch der Deutschen Quartärvereinigung

Im Auftrage des Vorstandes

und unter Mitwirkung zahlreicher Fachgenossen

herausgegeben von

PAUL WOLDSTEDT und MARTIN SCHWARZBACH

FÜNFZEHNTER BAND

MIT 55 ABBILDUNGEN IM TEXT

UND 2 TAFELN

1964

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

Eiszeitalter und Gegenwart	*Band* **15**	*Seite 1–240*	*Öhringen/Württ. 31. Dezember 1964*

Deutsche Quartärvereinigung

3 Hannover-Buchholz,
Alfred-Bentz-Haus
Postscheckkonto Hannover 453 03

Vorstand

1. Vorsitzender :	E. Schönhals, 3 Hannover-Buchholz, Alfred-Bentz-Haus
2. Vorsitzender :	H. Graul, 69 Heidelberg, Dante-Straße 8
1. Schriftführer :	R. Huckriede, 355 Marburg, Deutschhausstraße 10
2. Schriftführer :	H. Rohdenburg, 63 Gießen, Universität
Schriftleiter des Jahrbuches :	P. Woldstedt, 53 Bonn, Am Buchenhang 12 M. Schwarzbach, 5 Köln, Zülpicher Str. 49
Schatzmeister :	W. Müller, 3 Hannover-Buchholz, Alfred-Bentz-Haus
Archivar :	G. Lüttig, 3 Hannover-Buchholz, Alfred-Bentz-Haus

Beirat

K. Brunnacker, Köln
E. Guenther, Kiel
F. Gullentops, Louvain
F. Heller, Nürnberg
H. Illies, Karlsruhe
T. Nilsson, Lund
C. Rathjens, Saarbrücken
H. Spreitzer, Wien
G. Viete, Freiberg i. Sa.

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

Anmeldung neuer Mitglieder beim 2. Schriftführer.

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

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

Eiszeitalter und Gegenwart

Jahrbuch der Deutschen Quartärvereinigung

Im Auftrage des Vorstandes

und unter Mitwirkung zahlreicher Fachgenossen

herausgegeben von

PAUL WOLDSTEDT und MARTIN SCHWARZBACH

FÜNFZEHNTER BAND

MIT 55 ABBILDUNGEN IM TEXT

UND 2 TAFELN

1964

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

Eiszeitalter und Gegenwart	*Band* **15**	*Seite 1-240*	*Öhringen/Württ. 31. Dezember 1964*

Gedruckt mit Unterstützung
der Deutschen Forschungsgemeinschaft

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

INHALT

A. Aufsätze

Seite

ASMUS, GISELA:
Kritische Bemerkungen und neue Gesichtspunkte zur jungpaläolithischen Bestattung von Combe Capelle Périgord . . . . . 181—186

BRUNNACKER, KARL:
Über Ablauf und Altersstellung altquartärer Verschüttungen im Maintal und nächst dem Donautal bei Regensburg . . . . . 72— 80

BRUNNACKER, KARL:
Grundzüge einer quartären Bodenstratigraphie in Süddeutschland . . . . . 224—228

FRENZEL, BURKHARD:
Zur Pollenanalyse von Lössen . . . . . 5— 39

GERMAN, RÜDIGER und FILZER, PAUL:
Beiträge zur Kenntnis spät- und postglazialer Akkumulation im nördlichen Alpenvorland . . . . 108—122

GROSS, HUGO:
Das Mittelwürm in Mitteleuropa und angrenzenden Gebieten . . . . . 187—198

GUENTHER, EKKE W. und TIDELSKI, FRITZ:
Fauna und Flora im Pleistozän-Profil von Murg bei Säckingen und ihre Aussage zur Altersdatierung 164—180

HARD, GERHARD:
Eine begrabene Solifluktionsdecke und ihr Einfluß auf die heutige Vegetation . . . . . 40— 43

HARD, GERHARD:
Noch einmal: „Erdkegel“ . . . . . 102—107

Seite

HENKE, J.-H.:

Über eine interessante Froststruktur im episodisch-solifluidal bewegten Boden während der Würmeiszeit 221—223

KOPP, ERWIN:

Zur Genese der Böden aus Hochflutlehm auf der Niederterrasse im Raume Bonn — Köln — Krefeld 81— 91

KRAUS, E. C.:

Ein erstes zusammenhängendes Pleistozän-Profil im Süden von München . . . . . 123—163

LANG, HANS DIETRICH:

Über glaziäre Stauchungen in den Mellendorfer und Brelinger Bergen nördlich von Hannover . . . 207—220

MURAWSKI, HANS:

Tierfährten aus dem Pleistozän von Holstein . . 44— 53

OSTENDORFF, EBERHARD:

Über erste postglaziale Bodenbildung, nach einem Vergleich der Bodenbildung in Skandinavien und im deutschen Raum . . . . . 54— 65

ROHDENBURG, HEINRICH:

Ein Beitrag zur Deutung des „Gefleckten Horizontes" 66— 71

SCHÖNHALS, E., ROHDENBURG, H. und SEMMEL, A.:

Ergebnisse neuerer Untersuchungen zur Würmlöß-Gliederung in Hessen . . . . . 199—206

SELZER, GEORG:

Steinmeere und ihre Strukturen im Saarland . . 92—101

B. Tagungen . . . . . 229—235

C. Buchbesprechungen . . . . . 236—239

INQUA-Kongreß 1965 240

Eiszeitalter und Gegenwart	Band 15	Seite 5-39	Öhringen/Württ., 1. November 1964

Zur Pollenanalyse von Lössen

Untersuchungen der Lößprofile von Oberfellabrunn und Stillfried (Niederösterreich)

Von Burkhard Frenzel, Freising-Weihenstephan

Mit 6 Abbildungen und einer Zähltabelle

Zusammenfassung: Ein neu entwickeltes Verfahren zur pollenanalytischen Untersuchung von Lössen ist nach Abschätzung der zahlreichen möglichen Fehlerquellen durchaus in der Lage, bei echten und verwitterten, aber nicht verschwemmten Lössen Beiträge zur Kenntnis der hochglazialen Vegetationsgeschichte desjenigen Abschnittes der Letzten Eiszeit (aber auch der vorangegangenen Eiszeiten) zu liefern, der bisher vegetationsgeschichtlich nicht recht hatte erfaßt werden können, nämlich der Löß-Zeit.

Die berühmte Abfolge fossiler Böden bei Oberfellabrunn, die unter der Bezeichnung des „Fellabrunner Komplexes" („Stillfried A") bekannt geworden ist, muß aufgeteilt werden in den in das letzte Interglazial gehörenden unteren braunen Verlehmungshorizont, sowie in die beiden oberen Humushorizonte, die als Bildungen der Letzten Eiszeit in das Amersfoort- und das Brørup-Interstadial fallen.

Die Klimabesserung des Stillfried-B-Interstadials hatte in dem Untersuchungsgebiet zu einer teilweisen Wiederbewaldung geführt, wobei allerdings die im wesentlichen als subalpin zu kennzeichnenden Fichtenwälder wahrscheinlich nur den größeren Flüssen gefolgt sind, sich hier mit Eschen-Ulmen-Auenwäldern vereinigend, wohingegen die umgebenden Löß-Plateaus weiterhin von Steppengesellschaften eingenommen waren.

Die Lösse wurden im Ostteil Niederösterreichs während des Jungpleistozäns in gramineenreichen Kräutersteppen abgelagert, die zeitlich und räumlich in unterschiedliche Typen gegliedert waren. Zeitweise, so besonders nach dem Stillfried-B-Interstadial, waren diesen offenen Pflanzengemeinschaften Elemente der Tundra beigemischt, ohne daß es zur Ausbildung echter Tundren-Gesellschaften gekommen ist. Bei einem großräumigen Vergleich der letzteiszeitlichen offenen Vegetationstypen mit heutigen Tundren-, Steppen- und Halbwüsten-Gesellschaften wird die bemerkenswerte Tatsache offenkundig, daß die letzteiszeitlichen offenen Pflanzengemeinschaften nicht mit heutigen Biocönosen identisch sind, sondern daß sie einen ganz anderen Charakter getragen haben.

Summary: A method for pollenanalytical investigations of loesses is described. If several sources of error are duely taken into consideration, this method is successful in the reconstruction of the vegetation history of those phases of pleniglacial times, during which the thick loess layers were accumulated. The method can be employed in pollenanalytical investigations of weathered and unweathered loesses, with the exception of redeposited loesses.

It can be shown that the famous sequence of fossil soils at Oberfellabrunn, known as the soils of the "Fellabrunner Komplex" („Stillfried A"), which is sometimes held to be the equivalent of the "Göttweig Interstadial", must be divided into the brown loamy soil at the base of the sequence, which was formed during the Eemian Interglacial, and into the younger humic layers, which developed during the Interstadials of Amersfoort and Brørup.

The amelioration of climate during the "Stillfried B-Interstadial" (perhaps equivalent of the "Paudorf Interstadial"?) was strong enough to enable local subalpine conifer forests and riverine broad-leaved forests to spread along the rivers and other suitable places within the still dominant steppe formations on the drier loess plateaus.

The loess layers of the Riss and Würm glaciations have been accumulated within the eastern part of Niederösterreich in different steppe communities, which can be described at best as belonging to the Gramineae steppe formation, rich in herbaceous plants. Sometimes there occurred plants of recent tundra-communities in the loess steppe: but real tundras did not exist at that time in Niederösterreich. This holds true most of all for the last period of loess accumulation after the Stillfried B-Interstadial. When being compared with pollen spectra of surface samples of recent tundra, steppe and semidesert plant communities, it becomes evident, that the open vegetation, thriving during the last glaciation in vast regions of Northern Eurasia cannot be described in terms of modern plant associations.

Résumé: Une nouvelle méthode pour l'investigation palynologique des loesses permet la réconstruction de l'histoire de la végétation pendant les phases les plus continentales des différentes glaciations pleistocènes, c'est à dire pendant l'accumulation des couches de loess, au cas que les nombreuses sources d'erreur sont évaluées nettement.

La séquence bien connue des paléosols à Oberfellabrunn, constituante le "Fellabrunner Komplex" ("Stillfried A"), étant regardé très souvent comme formation d'interstadial de "Göttweig" de la dernière glaciation, se compose en réalité du sol brun lessivé du dernier interglacial et des deux couches humeuses, dont la formation date des périodes interstadiales d'Amersfoort et Brørup.

L'amélioration du climat pendant l'interstadial de "Stillfried B" (correspondant au interstadial de "Paudorf" ?) a permis des forêts subalpines à *Picea* et des forêts à *Ulmus* et *Alnus* à réimmigrer localement le paysage steppique dans les vallées du March et de ses affluents.

La végétation steppique, dans laquelle les couches de loess ont été accumulées pendant le pleistocène supérieure, peut être charactérisé comme types différentes des steppes à *Gramineae* avec beaucoup de plantes herbeuses. Pendant l'accumulation du loess, associations phytosociologiques des toundras n'existaient pas dans la partie orientale de l'Autriche Basse, malgré le fait, que l'on peut trouver rarement des pollens des plantes de la toundra parmi la grande quantité des pollens des plantes steppiques. Il est impossible, à comparer exactement les associations phytosociologiques des steppes loessiques avec ceux de la toundra récente, ou de la steppe et du désert aux environs du lac de Kaspi. En conséquence, il est vraisemblable, que la steppe loessique pleistocène formait un type phytosociologique spécial.

I. Einleitung

Bei einem Vergleich des paläobotanischen Erforschungsgrades der warmen bzw. der kalten Klimaabschnitte des Eiszeitalters werden unsere nunmehr schon recht guten Kenntnisse von der Vegetations- und Florengeschichte vieler pleistozäner Warmzeiten schnell offenkundig. Demgegenüber sind die Einblicksmöglichkeiten in die Entwicklung und den Werdegang der kaltzeitlichen Vegetationstypen im Allgemeinen unverhältnismäßig viel geringer. Dieses Mißverhältnis beruht in der Hauptsache auf den den paläobotanischen Untersuchungen zur Verfügung stehenden Sedimentarten: Wurden während der Warmzeiten in weiten Räumen der Erde vielfach sehr mächtige organogene Sedimente gebildet, deren pollenkonservierende Eigenschaften bekannt sind, so entstanden diese Sedimentarten während der Kaltzeiten innerhalb der kühl-gemäßigten Breiten nur in untergeordnetem Maße (etwa während einiger Interstadiale), wohingegen die Hauptmasse der kaltzeitlichen Sedimente minerogener Natur ist. Die minerogenen Sedimente haben sich aber wiederholt als pollenarm erwiesen. Das trifft ganz besonders für die Lösse zu, die als typisches hochglaziales Sediment während der verschiedensten pleistozänen Kalt- und Eiszeiten innerhalb der kühl-gemäßigten Breiten mehrfach über große Flächen hinweg abgelagert worden sind. Da aber die Lößbildung während der einzelnen Eis- oder Kaltzeiten nicht nur in der Horizontalen sehr weit verbreitet war, sondern da sie auch lange Zeitabschnitte umfaßt hatte, müßte uns gerade die paläobotanische Analyse des Werdeganges der in dem betreffenden Gebiet damals herrschenden Vegetation wertvolle Aufschlüsse über den historischen Werdegang einzelner Vegetationstypen, wie auch über den Ablauf längerer Abschnitte des Eiszeitalters geben können.

Nehring (1890) hat wohl als Erster versucht, denjenigen Vegetationstyp zu ermitteln, der zur Zeit der Lößbildung in Mitteleuropa geherrscht hatte. Auf diese paläontologischen Untersuchungen, wie aber auch auf Vergleiche mit der Vegetation in Gebieten heutiger Lößbildung, gehen unsere Vorstellungen über die eiszeitlichen Lößsteppen zurück, die trotz des großen Aufschwunges der paläobotanischen Untersuchungsmethoden während der letzten Jahrzehnte nicht wesentlich über die bereits von Nehring erarbeiteten Erkenntnisse hinausreichen.

Entscheidend für diesen Sachverhalt war wohl, daß sich die mitteleuropäischen Lösse in den bisher durchgeführten Pollenanalysen, bei denen die Proben im Prinzip nach der HF-Methode von Assarson & Granlund (1924) aufbereitet worden waren, als außerordentlich pollenarm erwiesen hatten. Dies ist um so erstaunlicher, als Pollenanalysen anderer minerogener Sedimente trotz oft großer Schwierigkeiten in der Interpretation der erhaltenen Pollenspektren durchaus brauchbare Ergebnisse geliefert haben (vgl. hierzu u. a. Selle, 1940; Firbas & Broihan, 1936; Welten, 1962; Dimleby, 1962 a und b; Mullenders & Munaut, 1960; Florschütz & Menendez Amor, 1959; Hafsten, 1961

und die dort aufgeführte Literatur). So fand SCHÜTRUMPF (zit. bei BRANDTNER, 1956) in den beiden oberen Schwarzerde-Zonen des „Fellabrunner-Komplexes" von Unter-Wisternitz in insgesamt 40 Präparaten nur 168 Sporomorphe; BRANDTNER (1950) gab aus humosen Schichten der „Aurignac-Schwankung", die in Lössen Niederösterreichs ausgebildet sind, nur einzelne Pollentypen an, ohne offenbar in der Lage gewesen zu sein, zuverlässige Mengenangaben zu machen; und MÜLLER (1958) basierte seine Schlußfolgerungen über die Vegetationsgeschichte der nordöstlichen Schweiz auf Pollenspektren, die in mehreren Proben nur aus 10 bis maximal 210 Pollenkörnern (PK) bestanden.

Abweichend von den unbefriedigenden Ergebnissen, die bisher in Mitteleuropa bei pollenanalytischen Untersuchungen von Lössen erzielt worden sind, wurden die Lösse Rußlands wiederholt mit Erfolg pollenanalytisch bearbeitet (vgl. u. a. LOMAEVA, 1957, 1961 a, b; GRIČUK, 1954; FEDOROVA, 1955; MOSKVITIN, 1958, 1962). Wenn auch bei diesen Arbeiten die Zahl der bestimmten PK in jeder einzelnen Probe nur recht gering war und selten 300 überstiegen hat, so gestatteten die russischen Untersuchungen doch manchen interessanten Einblick in die hochglaziale Vegetationsgeschichte der Letzten, wie aber auch der früheren Eiszeiten (Zusammenfassungen der hierbei erzielten Ergebnisse vgl. bei LOMAEVA, 1961b; FRENZEL, 1960, 1962; FIRBAS & FRENZEL, 1961).

Die erwähnten russischen Arbeiten bildeten den Ausgangspunkt für die eigenen Untersuchungen. Denn es hatte sich gezeigt, daß Pollenanalysen von Lössen mindestens nicht stets aussichtslos sein müssen. Da die Lösse, wie bereits erwähnt, sehr weit verbreitet sind, da ihre pollenanalytische Untersuchung somit tiefe Einblicke in die hochglazialen Vegetationstypen großer Räume erwarten ließ, schien es gerechtfertigt zu sein, den Versuch zu unternehmen, eine geeignete Methode zu entwickeln, die es gestattet, Lösse pollenanalytisch zu untersuchen. Hierbei sollte allerdings die zu erarbeitende Methode so weit entwickelt werden, daß wesentlich größere Pollenmengen gewonnen werden können, als es in den russischen Löß-Pollenanalysen bisher der Fall gewesen ist.

II. Zur Methodik pollenanalytischer Untersuchungen von Lössen

1. Material und Methode

Das Material, auf dem die folgenden Untersuchungen beruhen, wurde direkt an Lößaufschlüssen entnommen[1]); es wurden also keine Bohrungen durchgeführt. Die Aufschlußwände wurden an den interessierenden Stellen mit einem Spaten frisch abgestochen, so daß die späteren Probe-Entnahmestellen einige Dezimeter bergwärts von der bisherigen Aufschlußwand gelegen waren. Nachdem eine frische Wand hergestellt worden war, wurden mit einem Spaten oder mit einem Distel-Stecher aus bestimmten Horizonten etwa 1000 g schwere Proben entnommen, wobei darauf geachtet wurde, daß das Material in großen Brocken aneinander haftete. Aus dem Zentrum dieser Brocken wurden anschließend im Laboratorium 100 g schwere Proben herauspräpariert, die schließlich nach dem unten zu beschreibenden Verfahren für die mikroskopische Analyse vorbereitet wurden.

Wie bereits erwähnt, basiert in Mitteleuropa die bisherige pollenanalytische Untersuchung von Lössen im wesentlichen auf der Flußsäure-Methode von ASSARSON & GRANLUND (1924), die von den einzelnen Autoren verschiedentlich unbedeutend abgewandelt worden ist. Der Nachteil dieses Verfahrens besteht darin, daß mit erheblichen Mengen der schwer zu handhabenden Flußsäure gearbeitet werden muß, und daß die hierbei gewonnenen PK nach Aufbereitung des Materials aus einer großen Flüssigkeitsmenge durch Zentrifugieren wieder angereichert werden müssen. Eine befriedigende Anreicherung gelingt aber auf diesem Wege nur in den seltensten Fällen, wie eigene Kontroll-Untersuchungen gezeigt haben.

[1]) Herrn Professor Dr. J. FINK sei auch an dieser Stelle für die interessanten Führungen sowie für die Hilfe bei der Geländearbeit sehr herzlich gedankt.

Die Gewinnung des Sporomorphen-Materials aus einem minerogenen Sediment hat die Löß - Pollenanalyse gemeinsam mit jeder anderen pollenanalytischen Untersuchung mineralischer Proben. Es schien daher aussichtreich, die in den letzten Jahren entwickelten Flotationsverfahren, bei denen das leichtere Sporomorphen-Material durch Suspension der gesamten Probe in einer schweren Lösung von den mineralischen Partikeln getrennt wird, auch für die Löß-Pollenanalyse zu verwenden, obwohl SCHÜTRUMPF (1951) bei ähnlichen Versuchen keinen Erfolg gehabt hat. Zweifellos mit den Schwierigkeiten der Löß-Pollenanalyse am besten vergleichbar sind diejenigen, die KUYL (1961) bei einer Untersuchung des Pollengehaltes mariner Mergel des Persischen Golfes zu überwinden hatte. Da das von KUYL entwickelte Verfahren (Auflösung des Kalkes und anschließend der Silikate; schließlich Flotation in einem Alkohol-Bromoform-Gemisch, spez. Gew. 2,0) jedoch erst publiziert worden ist, nachdem ich ein eigenes Verfahren entwickelt hatte, wurde diese Methode nicht weiter überprüft. Dasselbe trifft zu für die Abtrennung des Pollenmaterials mit Hilfe des „Vibroséparateur" (DUMAIT, 1962, a und b).

Im Wesentlichen drei Flotations-Verfahren schienen einer weiteren Untersuchung wert:

1. Die Methode von FREY (1955): Flotation in einem Bromoform-Azeton-Gemisch, spez. Gew. 2,3;
2. Flotation in einer 70%igen wäßrigen Zinkchlorid-Lösung, spez. Gew. 1,95 (ZOLYOMI, 1953).
3. Die in Rußland gebräuchliche Flotation in der Thoulet'schen Lösung, d. h. in einem wäßrigen Kalium-Jodid- — Cadmium-Jodid-Gemisch, spez. Gew. 2,5 bis 2,0 (vgl. HALLIK, 1957).

FREY (1955) hatte bereits erwähnt, daß mit dem von ihm entwickelten Verfahren die Trennung der mineralischen Partikel von den Sporomorphen bisweilen nicht vollständig gelingt, so daß PK entweder durch anhaftende feinste mineralische Teilchen verdeckt werden oder daß sie sogar in den Bodensatz der Zentrifugengläser gerissen werden. Bei einer Überprüfung dieses Verfahrens machte sich tatsächlich ganz besonders die Beeinträchtigung des mikroskopischen Bildes durch eine große Menge mineralischer feinster Partikel störend bemerkbar, so daß jede pollenanalytische Untersuchung der so behandelten Lößproben außerordentlich erschwert wurde. Dieselben Schwierigkeiten traten aber auch bei dem in Rußland üblichen Verfahren der Thoulet'schen Lösung auf. Hierdurch erklärt es sich, daß die Zahl einwandfrei zu mikroskopierender Pollenkörner in jedem Präparat sehr gering war und daß selbst bei Anwendung größter Sorgfalt während der Aufbereitung der Proben, wie aber auch während der anschließenden mikroskopischen Analyse, nie mehr als im günstigsten Falle wenige 100 PK ausgezählt werden konnten.

Bei diesen Kontroll-Untersuchungen zeigte es sich bald, daß die Flotation allein nicht genügt, um einerseits die Sporomorphen von der mineralischen Grundmasse zu trennen und um andererseits das Sporomorphen-Material in ausreichendem Maße anzureichern. Aus diesem Grunde wurde auch das Verfahren von ZOLYOMI (1953) nicht weiter überprüft, sondern es wurde eine Methode ausgearbeitet, die die Vorteile der Flotationsverfahren mit denen der HF-Methode kombiniert.

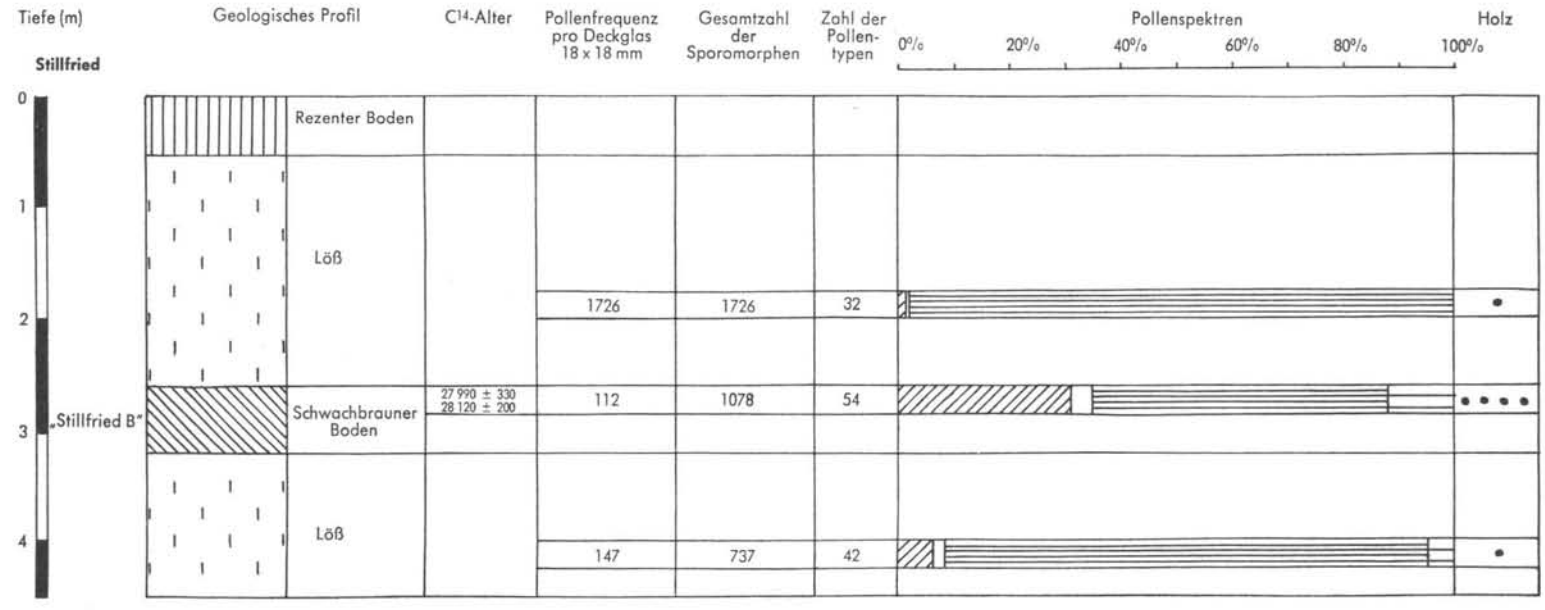
Das Prinzip dieses Verfahrens besteht aus dem Folgenden: Nach Entfernung des Kalkes und der Humus-Substanzen wird das zu analysierende Material (100 g Löß) in der Thoulet'schen Lösung unter sehr langem und heftigem Schütteln flotiert und zentrifugiert. Dieser Vorgang wird fünfmal wiederholt, und stets wird das beim Zentrifugieren Überstehende durch einen und denselben Papierfilter gegossen, dessen Porenweite so bemessen ist, daß hierbei keine Sporomorphen verloren gehen. Anschließend wird der Papierfilter mit dem auf ihm jetzt sehr stark angereicherten leichten Material zweimal mit kochender Flußsäure behandelt, bevor die so von mineralischen Verunreinigungen befreiten Sporomorphen nach weiterhin erfolgter Acetolyse (nach ERDTMAN) in Glyceringelatine einge-

bettet werden. Das wesentliche ist also die Anreicherung des Sporomorphen-Materials durch Flotation und Filterung in nur einem Papierfilter. Nur hierdurch konnte die sehr starke Konzentration der PK (vgl. Abb. 1) erzielt werden.

Im Folgenden sei das ausführliche Rezept der skizzierten Methode gegeben:

1. 100 g Material abwiegen und in einem 400 ml Becherglas zerkleinern.
2. Material mit heißer, 10%iger HCl übergießen und über Nacht zugedeckt stehen lassen.
3. Material 10 Minuten bei 4000 U/min zentrifugieren, abgießen.
4. Rückstand in 10%iger NaOH kochen, bis homogene Suspension vorliegt. Noch heiß bei 4000 U/min 10 Minuten lang zentrifugieren.
5. Rückstand in den Zentrifugengläsern gut mit Wasser waschen. Zentrifugieren.
6. Rückstand in Zentrifugengläsern mit 10%iger kalter HCl waschen und zentrifugieren.
7. Rückstand in Wasser waschen, zentrifugieren.
8. Zu Rückstand etwa 10—15 Tropfen 9%iger HJ-Lösung geben, Wasser nachfüllen, gut umrühren, zentrifugieren.
9. Rückstand mit Wasser waschen, zentrifugieren.
10. Rückstand mit Trennflüssigkeit (Thoulet'sche Lösung, spez. Gew. 2,0) gut in Suspension bringen, in 100 ml Steilbrustflaschen überführen und verschlossen 2 Stunden auf der Schüttelmaschine schütteln. Zentrifugieren. Überstehendes durch einen Papierfilter, Marke Schleicher und Schüll 604, in Vorratsflasche gießen. Die Thoulet'sche Lösung setzt sich zusammen aus: 332 g Kalium-Jodid und 366 g Cadmium-Jodid. Die beiden Substanzen werden sorgfältig im Porzellantiegel verrieben und mit sehr wenig destilliertem Wasser versetzt, bis eine konzentrierte Lösung vorliegt. Je weniger Wasser genommen wird, desto besser ist es.
11. Rückstand noch 5 mal wie unter 10. beschrieben, behandeln. Der Trichter, durch den das Material gegossen wird, bleibt während dieser gesamten Prozedur mit einer Petrischale verschlossen, so daß kein Blütenstaub hineinfliegen kann.
12. Das auf dem Filter gesammelte Material (für die ganze Prozedur nach Möglichkeit nur einen Filter benutzen!) wird in einem Kupfertiegel zusammen mit dem Papierfilter mit 50 ml konzentrierter HF übergossen und allmählich zum Kochen gebracht. 10 Minuten kochen lassen. Nach Abkühlen in Polyäthylen-Zentrifugenröhrchen zentrifugieren. Rückstand wieder in Kupfertiegel bringen und noch 2 mal in derselben Art behandeln.
13. Den zersetzten Rückstand mit heißer, 5n HCl 2 mal waschen, zentrifugieren.
14. Unter Verwendung von 10%iger NaOH Rückstand in Becherglas bringen (100 ml-Glas) und in kochendem Wasserbad 20 Minuten erhitzen, zentrifugieren.
15. Rückstand mit Wasser waschen, zentrifugieren.
16. Rückstand mit Eisessig waschen, zentrifugieren.
17. Rückstand unter Verwendung von frisch angesetztem Acetolysegemisch (nach ERDTMAN) in ein 100 ml Becherglas bringen, im kochenden Wasserbad 15 Minuten lang erhitzen. In Zentrifugengläser übertragen und zentrifugieren. Denselben Vorgang noch einmal wiederholen, damit der gesamte Zellstoff zerstört wird.
18. Rückstand mit Eisessig waschen, zentrifugieren.
19. Rückstand unter Verwendung von 10%iger NaOH in 100 ml Becherglas bringen; im kochenden Wasserbad 20 Minuten lang erhitzen, zentrifugieren.
20. Rückstand 2 mal mit Wasser waschen, zentrifugieren; 3—5 Tropfen Glycerin hinzugeben und nach Bedarf hiervon Dauerpräparate herstellen.

Aus dem oben Mitgeteilten ist ersichtlich, daß eine leistungsfähige, viel Material fassende Zentrifuge und ein gut belüfteter Abzug unbedingt erforderlich sind. Die Aufbereitung einer 100 g schweren Lößprobe erfordert $2^1/_2$ Tage.


Tiefe (m)
Geologisches Profil
C14-Alter
Pollenfrequenz pro Deckglas 18 x 18 mm
Gesamtzahl der Sporomorphen
Zahl der Pollen-typen
Pollenspektren
Holz
0%
20%
40%
60%
80%
100%
Stillfried
0
1
2
3
4
„Stillfried B"
Rezenter Boden
Löß
Schwachbrauner Boden
Löß
27 990 ± 330
28 120 ± 200
1726
1726
32
112
1078
54
147
737
42

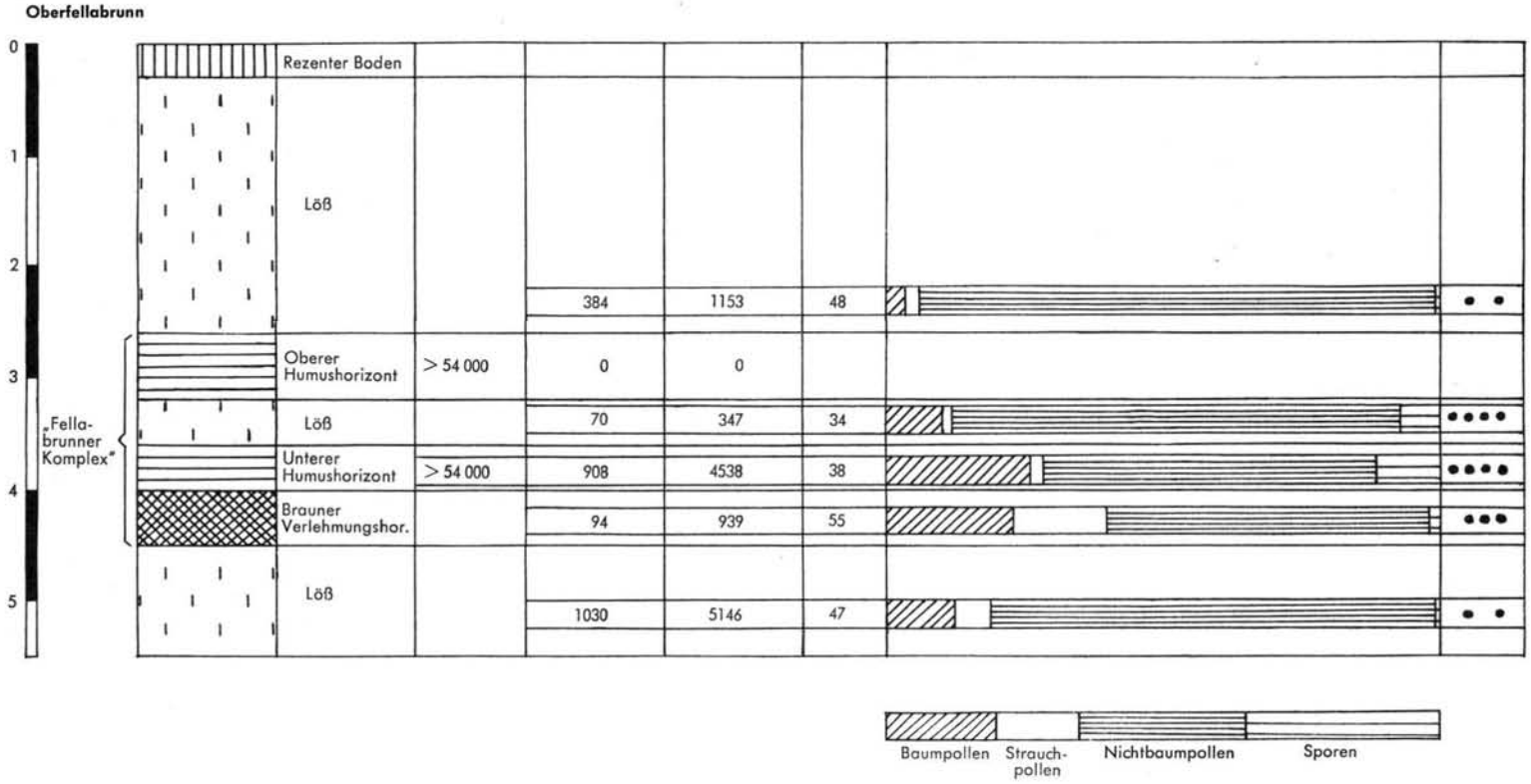


Abb. 1. Übersichtsdiagramm der Lößprofile von Oberfellabrunn und Stillfried. Der untere untersuchte Lößhorizont in Stillfried entspricht stratigraphisch ungefähr dem obersten Lößhorizont in Oberfellabrunn. — Die Zahl der Punkte in der ganz rechts befindlichen Rubrik gibt die ungefähre Menge des in den mikroskopischen Präparaten beobachteten Holzes wieder: Ein Punkt: sehr wenig Holz; vier Punkte: sehr viel Holz.

Die Leistungsfähigkeit der Methode geht aus Abb. 1 hervor: In neun bisher untersuchten Horizonten der Profile von Oberfellabrunn und Stillfried sind rund 16 000 PK gezählt worden, wobei innerhalb der einzelnen mikroskopischen Präparate eine Pollendichte pro Deckglas (18 x 18 mm) erzielt wurde, die durchaus befriedigend ist und die teilweise sogar überaus hohe Werte erreicht, so daß die ursprünglichen Proben verdünnt werden mußten (das trifft etwa für den oberen Löß-Horizont von Stillfried zu). Diese Befunde stehen in starkem Gegensatz zu den bisher von anderen Autoren gemachten Erfahrungen. Eine sorgfältige Abschätzung der Fehlermöglichkeiten ist daher ganz besonders notwendig.

2. Abschätzung der Fehlerquellen

a) Durchwaschung (Percolation).

Das Problem der nachträglichen Durchwaschung von Pollenkörnern durch den mineralischen Boden ist mehrfach von verschiedener Seite ausführlich behandelt worden (vgl. u. a. Selle, 1940; Firbas & Broihan, 1936; Welten, 1962; Dimbleby, 1962 a und b; Mullenders & Munaut, 1960; Florschütz & Menendez-Amor, 1959). Es wurde hierbei deutlich, daß in mineralischen Böden unter gewissen Bedingungen tatsächlich eine Percolation der PK auftreten kann, die wesentlich stärker ist als etwa in Torfen. Auch bei den eigenen Untersuchungen der Löß-Pollenflora liegt daher die Vermutung nahe, daß mindestens ein großer Teil der im Löß gefundenen Sporomorphen erst nachträglich in den Löß gelangt ist, d. h. daß er aus der rezenten Pollenflora stammt und somit nichts mit der Vegetation zu tun hat, die zur Zeit der Löß-Akkumulation in dem Untersuchungsgebiet geherrscht hat.

In Abb. 1 ist auf dem rechten Teil der Abbildung der prozentuale Anteil der Baumpollen (BP), Sträucherpollen, Nichtbaumpollen (NBP) und der Sporen an der gesamten Sporomorphen-Summe der einzelnen Horizonte dargestellt[2]). Hierbei tritt deutlich hervor, daß die echten, unverwitterten Lösse in Oberfellabrunn und in Stillfried stets durch einen außerordentlich geringen Gehalt an BP, Sträucherpollen und Sporen auffallen, wohingegen der Anteil dieser Pollen und der Sporen an der gesamten Sporomorphen-Summe der fossilen Böden recht beachtlich ist, so daß der NBP-Anteil in den fossilen Böden nur etwa 60% ausmacht, gegenüber 90—95% in den unverwitterten Lössen. Bereits dieser Sachverhalt, der auch bei Kontroll-Untersuchungen verschiedener Proben ein und desselben Horizontes immer wieder in der gleichen Weise hervortrat, weist darauf hin, daß in den untersuchten Lößprofilen die Hauptmasse der gefundenen Sporomorphen an primärer Lagerstätte liegt und nicht über den Umweg einer sekundären Durchwaschung aus der heutigen Pollenflora abgeleitet werden kann. Dies gilt um so mehr, als die bearbeiteten Profile recht tief sind. So stammt etwa die unterste Lößprobe von Oberfellabrunn aus 5,0 m Tiefe (vgl. Abb. 1; dort auch die Tiefen-Angaben der übrigen Proben). Ein seitlicher Anflug rezenten Pollens an die Aufschlußwände ist ausgeschlossen, da einerseits, wie bereits erwähnt, die Aufschlußwände vor jeder Probe-Entnahme mehrere Dezimeter tief sorgfältig freipräpariert worden waren und da es andererseits kaum verständlich sein dürfte, welche Gründe für eine Selektion der einzelnen Pollentypen durch einzelne Horizonte verantwortlich gemacht werden könnten.

Jedoch nicht nur diese quantitativen Verhältnisse, sondern auch die qualitativen Unterschiede in der Pollenflora der einzelnen Proben weisen darauf hin, daß die Hauptmasse der gezähltenSporomorphen in den betreffenden Horizonten *in situ* liegt.

Der heute nicht mehr existierende Aufschluß von Oberfellabrunn war umgeben von weiten Feldfluren, und das Profil von Stillfried befindet sich am Rande der Gärten eines

[2]) Hier, wie auch in den folgenden Ausführungen, beruhen die mitgeteilten Zahlenwerte nur auf der Gesamtsumme bestimmbarer Sporomorphen. Diese ist in einzelnen Horizonten (vgl. Zähltabelle) beträchtlich kleiner als die Summe der beobachteten Sporomorphen, da verschiedentlich in großer Menge ein tricolporoidater (?) Pollentyp auftrat, der bisher trotz seines guten Erhaltungszustandes nicht bestimmt werden konnte.

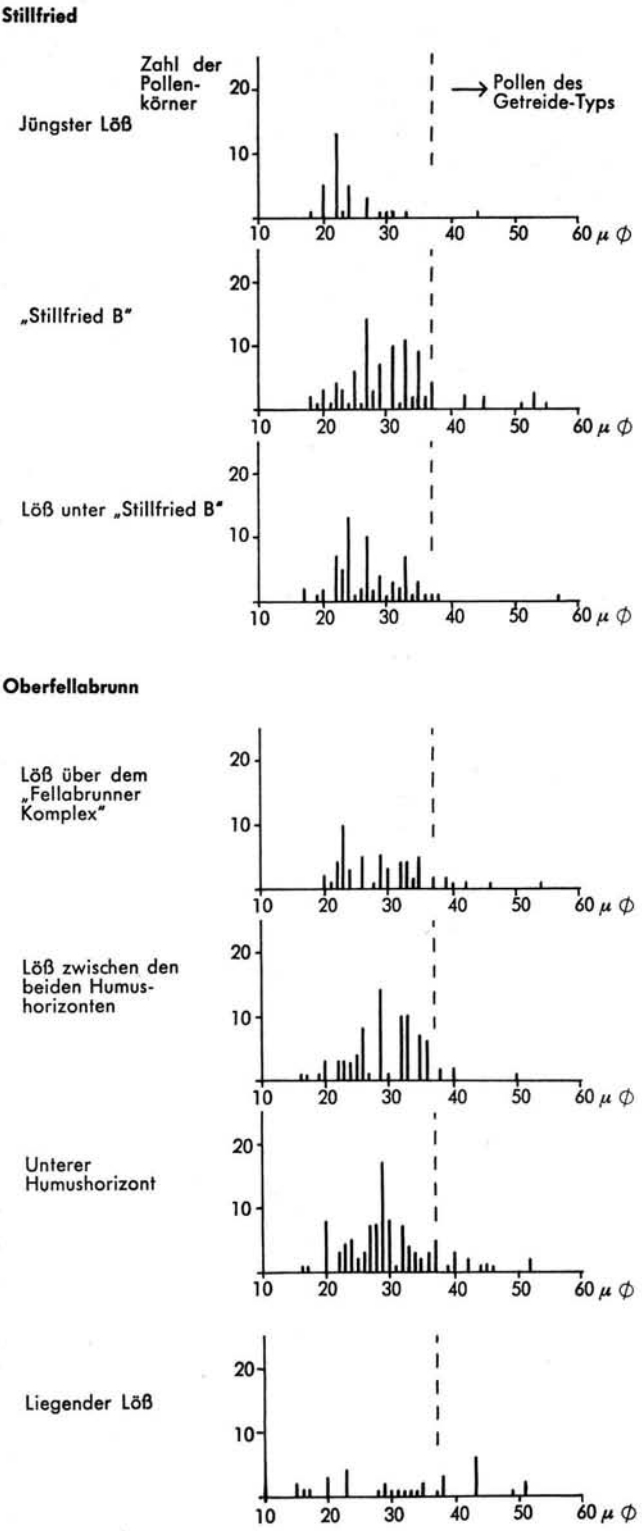


Abb. 2. Größenklassen-Häufigkeit der Gramineenpollen (größter Durchmesser) in den untersuchten Horizonten der Lößprofile von Oberfellabrunn und Stillfried.

Dorfes, am Übergang zu Wiesen und Feldern. Falls die heutige Vegetation einen großen Teil des Pollengehaltes der einzelnen Horizonte der betrachteten Profile geliefert haben sollte, dann wäre zu erwarten, daß besonders die oberen Horizonte beider Profile relativ reich an *Gramineae*-Pollen des Cerealia-Typs sind. Wie Abb. 2 zeigt, in der die Häufigkeit der Größenklassen der ausgemessenen *Gramineae*-Pollen dargestellt ist, trifft diese Annahme jedoch nicht zu. Es treten vielmehr im Gegenteil große Gramineen-Pollen im Profil von Stillfried nur bevorzugt in dem berühmten Horizont des Interstadials von „Stillfried B" auf (2,50 m unter Flur!), wohingegen der hangende und der liegende Löß dieses Profils durch kleine Gramineen-Pollen ausgezeichnet sind. Wenn auch in Oberfellabrunn der jüngste untersuchte Lößhorizont relativ viele Getreide-ähnliche Pollenkörner aufweist (etwa 2,25 m unter Flur), so wird doch aus Abb. 2 schnell deutlich, daß die Hauptmasse dieser PK erst in dem unteren Humushorizont des „Fellabrunner Komplexes", sowie in dem liegenden Löß enthalten ist. Aus diesen Beobachtungen auf eine übermäßig starke Durchwaschung der „Getreide-Pollen" bis in etwa 5 m Tiefe schließen zu wollen, geht aber nicht an, weil der braune Verlehmungshorizont des „Fellabrunner Komplexes" zwischen diesen beiden „Getreide-Pollen"-reichen Horizonten eine recht reiche Baumpollenflora enthält (Abb. 1), in der thermophile Pflanzen wie *Quercus* (3,0%), *Ulmus* (1,0%), *Carpinus* (14,0%), *Fraxinus* (9,5%), *Fagus* (5,5%), sowie *Corylus* (31,0%) vertreten sind, wodurch dieser Horizont gegenüber dem hangenden unteren Humushorizont des „Fellabrunner Komplexes" schroff unterschieden ist, in dem mit Ausnahme einer sehr geringen Zahl von *Corylus*-Pollen (4,9%) keine Pollen thermophiler Bäume oder Sträucher vorhanden sind. Hingegen ist dieser untere Humushorizont gekennzeichnet durch eine BP-Flora, in der neben der vorherrschenden *Pinus* Sect. *Diploxylon* (59,4%) noch *Pinus Cembra* (3,3%), *Picea Abies* (13,7%), *P. omoricoides* (7,7%), *Alnus viridis*, sowie *Lycopodium Selago*, *L. clavatum* und *L. alpinum* auftreten. Weder *Pinus Cembra*, noch *Picea omoricoides*, *Alnus viridis*, oder *Lycopodium Selago*, *L. clavatum* und *L. alpinum* kommen jedoch heute bei Oberfellabrunn vor. Ihr Auftreten kann sicher nicht durch rezenten Ferntransport sowie anschließende Percolation erklärt werden, sondern es handelt sich bei ihnen offenbar um eine mit der fossilen Bodenbildung synchrone Pollenflora.

Bei einer näheren Analyse der Pollenflora der einzelnen Horizonte (vgl. Zähltabelle) wird weiterhin ersichtlich, daß sich der Charakter der Löß-Pollenflora der unverwitterten Lösse sehr stark von dem der verwitterten unterscheidet, und zwar so, daß ganz verschiedene Pflanzengemeinschaften angenommen werden müssen, die im Falle der unverwitterten Lösse einen wesentlich xerophileren Charakter getragen haben, als diejenigen der fossilen Böden (Tabelle 1).

Die bemerkenswerte Tatsache, daß die fossilen Böden, die sicher unter einem feuchteren Klima gebildet worden sind als demjenigen der Löß-Akkumulation, eine wesentlich hygrophilere Pollenflora enthalten als die unverwitterten Lösse, spricht abermals dafür, daß sich die Pollenflora der untersuchten Horizonte im wesentlichen *in situ* befindet, und daß sie auf keinen Fall als das Ergebnis einer Percolation rezenten Blütenstaubes gedeutet werden kann.

Diese Folgerung besagt aber nicht, daß innerhalb der betrachteten Lößprofile überhaupt keine Durchwaschung jüngeren Blütenstaubes in ältere Horizonte stattgefunden habe. Hiergegen spricht schon die allgemein bekannte Tatsache der Kalkanreicherung unterhalb fossiler Böden im Löß.

Besonders deutlich tritt diese Durchwaschung in den fossilen Böden zu Tage. Die Lößprobe des braunen Verlehmungshorizontes von Oberfellabrunn (unterer Teil des „Fellabrunner Komplexes") wurde in der unteren Hälfte dieses Horizontes entnommen. Da es sich bei diesem Horizont um den unteren Teil einer autochthonen Bodenbildung handelt (Felgenhauer, Fink & de Vries, 1959; Brandtner, 1954) und keine Hinweise für eine mit der Bodenbildung parallelgehende Löß-Akkumulation vorhanden sind, muß die thermophile Baumpollen-Flora von der damaligen Bodenoberfläche aus während der

Tabelle 1

Quantitatives Verhältnis der Pollen und Sporen hygrophiler[3]) und xerophiler[3]) Pflanzen der einzelnen Horizonte zueinander.

Lokalität	Horizont		Absolute Menge	Verhältnis hygrophil : xerophil
Stillfried	Jüngster Löß	hygrophil	14	1 : 17,44
		xerophil	244	
„	Stillfried B	hygrophil	376	1 : 0,48
		xerophil	181	
„	Liegender Löß	hygrophil	76	1 : 1,85
		xerophil	141	
Oberfellabrunn	Oberster Löß	hygrophil	59	1 : 1,24
		xerophil	73	
„	Löß zwischen den beiden Humushorizonten	hygrophil	25	1 : 3,10
		xerophil	77	
„	Unterer Humushorizont	hygrophil	100	1 : 0,25
		xerophil	25	
„	Brauner Verlehmungshorizont	hygrophil	230	1 : 0,33
		xerophil	75	
„	Unterster Löß	hygrophil	78	1 : 1,85
		xerophil	144	

3) Als hygrophile Pflanzen werden hier angesehen: *Picea, Abies, Alnus, Quercus, Ulmus, Carpinus, Fagus, Fraxinus, Populus, Acer, Salix, Corylus, Cornus, Taxus, Plantago maior, P. media, P. lanceolata, Arum/Asarum, Balsamineae, Onagraceae, Valerianaceae, Polypodiaceae, Botrychium, Lycopodium.*

Als xerophile Pflanzen gelten in dieser Tabelle: *Juniperus, Hippophaë, Ephedra, Ligustrum, Artemisia, Chenopodiaceae, Helianthemum, Filipendula, Thalictrum, Onosma, Plantago maritima, Urtica, Plumbaginaceae, Papaveraceae, Linaceae, Rubiaceae, Dipsacaceae, Sanguisorba minor, Centaurea Scabiosa, C. solstitialis.*

Bodenbildung in die Tiefe gewaschen worden sein. Dasselbe trifft für die Nadelholz-Pollenflora des hangenden unteren Humushorizontes des „Fellabrunner Komplexes" wahrscheinlich ebenfalls zu, da auch diese Probe aus dem unteren Teil des entsprechenden Horizontes entnommen worden ist. Nennenswerte Ausmaße hat aber diese Durchwaschung sicher nicht erreicht, denn die Pollenflora des zuletzt genannten unteren Humushorizontes des „Fellabrunner Komplexes" beeinflußte offenbar die Pollenflora des liegenden Verlehmungshorizontes nicht in merkbarem Maße (Zähltabelle), obwohl die beiden Niveaus, aus denen die Proben entnommen worden sind, nur 45 cm in der Vertikalen voneinander entfernt sind. Auf das geringe Ausmaß der Durchwaschung trotz intensiver Bodenbildung weist ebenfalls die Beobachtung hin, daß der älteste untersuchte Löß in Oberfellabrunn 50—60 cm unterhalb der Probeentnahme-Stelle für den braunen Verlehmungshorizont nur noch unbedeutende Spuren einer thermophilen Waldpollenflora enthält (4 PK von *Carpinus*, 28 PK von *Corylus*, bei insgesamt 5146 gezählten Sporomorphen), die möglicherweise als Ergebnis einer Durchwaschung von derjenigen Bodenoberfläche her gedeutet werden müssen, die zur Zeit der Bodenbildung des „braunen Verlehmungshorizontes" bestand.

Aus dem Gesagten folgt, daß der Pollengehalt der untersuchten Lösse nicht aus einer Durchwaschung oder Einschwemmung rezenten Sporomorphen-Materials erklärt werden kann. Vielmehr ist die Percolation selbst bei starker Bodenbildung und damit intensiver absteigender Wasserbewegung nur gering und kann in den hier untersuchten Proben vernachlässigt werden. Sie macht sich aber sicher bei einer feinstratigraphischen Untersuchung der Lösse störend bemerkbar. Wie außerdem später gezeigt wird, verhindert die Perco-

lation der Sporomorphen in den Lössen in den meisten Fällen eine zuverlässige Angabe über den Grad der Bewaldung während der Bodenbildungszeiten, falls die Proben nicht aus dem obersten Horizont des untersuchten fossilen Bodens stammen.

b) Umlagerung

Während der Lößbildung wird älteres Material aufgearbeitet und wieder sedimentiert, und zwar unabhängig davon, ob es sich bei dem untersuchten Material um äolischen Löß oder um Schwemmlöß und ähnliche Produkte handelt. Diese Aufbereitung älteren Materials birgt die Gefahr in sich, daß ein großer Teil der Löß-Pollenflora nicht Ausdruck der während der Löß-Bildung herrschenden Vegetation ist, sondern daß er aus wesentlich älteren Zeiten stammt.

In dieser Beziehung erscheint es bemerkenswert, daß trotz des weiten Vorkommens tertiärer Sedimente in der Umgebung von Oberfellabrunn keine tertiären Pollentypen in den untersuchten Profilen beobachtet werden konnten. Eine etwa vorhandene Umlagerung kann demnach lediglich quartäre Sporomorphe betreffen. Das von GIJZEL (1961) empfohlene Verfahren zur Bestimmung älterer Pollen an sekundärer Lagerstätte, das auf der Veränderung der Eigenfluoreszenz der Sporomorphen mit zunehmendem Alter beruht, konnte in der vorliegenden Untersuchung aus technischen Gründen nicht angewandt werden. Es schien auch überflüssig zu sein, da im Mittel nur 7,9% der beobachteten Sporomorphen (maximal 15,8% und 13,8%) so deformiert und korrodiert waren, daß eine Bestimmung nicht durchgeführt werden konnte. Die weitaus überwiegende Mehrzahl der Sporomorphen war jedoch sehr gut erhalten, eine Tatsache, die sich schwer mit Umlagerungen vereinbaren läßt. Außerdem müßten bei Umlagerungen Pollenspektren auftreten, die ein pflanzensoziologisch schwer verständliches Bild ergäben. Wie die Zähltabelle sowie Abb. 1 und Tabelle 1 zeigen, ist das jedoch bei den hier vorliegenden Untersuchungen in der Regel nicht der Fall, so daß hieraus auf die zu vernachlässigende Bedeutung der Umlagerung älteren Sporomorphen-Materials geschlossen werden kann. Das Auftreten vereinzelter stark korrodierter Pollenkörner, so etwa von *Carpinus* im jüngsten Löß von Oberfellabrunn oder von *Pinus* und *Picea* im jüngsten Löß von Stillfried lehrt jedoch, daß immer wieder, wenn auch nur in unbedeutendem Ausmaß, Umlagerungen älteren Materials vorgekommen sind.

c) Selektive Zerstörung

Mit einer selektiven Zerstörung einzelner Pollentypen in unterschiedlichen Sedimentarten ist immer zu rechnen, und zwar besonders dann, wenn, wie in dem vorliegenden Falle, ein bestimmter Horizont (oberer Humushorizont in Oberfellabrunn) im Gegensatz zu den hangenden und liegenden Schichten pollenfrei ist, obwohl angenommen werden muß, daß auch dieser Horizont ehemals Sporomorphe in vergleichbarer Menge aufgewiesen hat.

Die absolute Pollenmenge der einzelnen Proben dürfte kaum ein geeignetes Maß für die etwaige selektive Zerstörung der Sporomorphen darstellen, da in diesen Zahlenwert der Deckungsgrad der ehemaligen Vegetation, die Pollenproduktion der einzelnen Arten, sowie deren Abhängigkeit von den Jahreszeiten hineinspielen. Einen besseren Anhaltspunkt stellt die Zahl der Formentypen, sowie das Auftreten von Pollen mit groben und feinen Membranen dar, obwohl das Ausmaß der Pollenzerstörung sicher nicht nur von der Membrandicke, sondern auch von deren Chemismus abhängt. Da jedoch über den Chemismus der Membranen der einzelnen Sporomorphen-Typen, sowie über seinen Einfluß auf die Zerstörbarkeit der Sporomorphen durch unterschiedliche Agentien bisher keine Beobachtungen vorliegen, kann hier nur neben der Zahl der Formentypen das gemeinsame Vorkommen von Sporomorphen mit dicker und feiner Membran berücksichtigt werden.

Es ist zu erwarten, daß in fossilen Böden, deren Pollenflora aus einem Gemisch der

Sporomorphen derjenigen Vegetation besteht, die zur Zeit der Löß-Akkumulation herrschte, sowie derjenigen, unter der der betreffende fossile Boden gebildet worden ist, die Zahl der verschiedenen Sporomorphen-Typen besonders hoch sein muß, falls eine selektive Zerstörung einzelner Pollentypen vernachlässigt werden kann. Aus Abb. 1 ist ersichtlich, daß, abgesehen von der oberen Humuszone des „Fellabrunner Komplexes" in Oberfellabrunn, die Zahlenverhältnisse der größeren pollenmorphologischen Typen der einzelnen Horizonte diesen Erwartungen entsprechen, soweit direkt über einander folgende Horizonte oberhalb und unterhalb eines fossilen Bodens miteinander verglichen werden. Der Formenreichtum selbst ist aber viel größer, als aus den Zahlen der Abb. 1 zu entnehmen ist, da sich die größeren pollenmorphologischen Typen meist in eine Fülle weiterer Typen aufgliedern lassen (so etwa die *Chenopodiaceae, Compositae, Cruciferae, Umbelliferae, Papilionaceae* u. a.), wobei Sporomorphe mit grober und feiner Membran in gleichem Maße vorhanden sind. Der mögliche Einwand, daß in denjenigen Löß-Horizonten, in denen die Zahl der Formentypen besonders gering ist (jüngster Löß in Stillfried, Lößschicht zwischen den beiden Humushorizonten in Oberfellabrunn, unterer Humushorizont in Oberfellabrunn), eine beachtliche selektive Zerstörung einzelner Pollentypen stattgefunden habe, scheint angesichts der hohen Pollenfrequenz im jüngsten Löß von Stillfried, sowie im unteren Humushorizont des „Fellabrunner Komplexes" wenig wahrscheinlich zu sein. Außerdem sind die größeren pollenmorphologischen Typen dieser Horizonte in sich sehr einheitlich. Sie weisen also keine nennenswerte Gliederung in kleinere pollenmorphologische Typen auf, so daß gefolgert werden muß, die größeren pollenmorphologischen Typen seien in diesen Fällen nur von sehr wenigen Arten geliefert worden. Da angenommen werden darf, daß in der Regel der Chemismus der Pollenmembranen verwandter Arten und Gattungen weniger unterschiedlich ist als derjenige weniger nah verwandter Taxa höherer systematischer Einheiten, kann aus dieser Beobachtung ebenfalls unter Vorbehalt entnommen werden, daß eine selektive Zerstörung einzelner Sporomorphen-Typen jedenfalls nicht von so großer Bedeutung gewesen ist, daß das gesamte gewonnene Bild unzuverlässig wird. Hiermit soll aber nicht behauptet werden, daß überhaupt keine selektive Zerstörung stattgefunden habe. Es ist im Gegenteil anzunehmen, daß sie gewirkt hat. So ist das nahezu völlige Fehlen von Lärchenpollen in denjenigen Löß-Horizonten, deren BP-Flora auf subalpine Nadelwälder schließen läßt (Horizont „Stillfried B", unterer Humushorizont des „Fellabrunner Komplexes"), kaum anders als durch selektive Zerstörung dieses auch sonst als wenig widerstandsfähig bekannten Pollentyps zu erklären. Vielleicht deutet in dieselbe Richtung der sehr geringe Birken-Anteil in der unteren Humuszone des „Fellabrunner Komplexes", sowie im Horizont von „Stillfried B" .Allerdings enthalten subalpine Wälder dieser Art auch heute nur in sehr untergeordnetem Maße Birken, so daß es ebenso denkbar ist, daß die Birke diesen Wäldern ehemals in Niederösterreich tatsächlich weitgehend gefehlt hat.

d) Nahtransport — Ferntransport

In offenen Vegetationstypen, wie etwa Steppen und Tundren, wird die Fälschung des auf pollenanalytischem Wege gewonnenen Bildes der ehemaligen Vegetation durch den Ferntransport besonders stark. Das Ausmaß dieser Fehlerquelle, wie Möglichkeiten zu ihrer Korrektur, sind in zahlreichen Untersuchungen bearbeitet worden (vgl. hierzu u. a. Firbas, 1934; Aario, 1944; Lüdi, 1937; Rempe, 1938; Scamoni, 1949; Tichomirov, 1950; Vareschi, 1935, 1940; Welten, 1950; Fedorova, 1955; Potter & Rowley, 1960; Mal'gina, 1959; Środoń, 1960; Hafsten, 1961; Lubliner-Mianowska, 1962 und die dort zitierte Literatur). Da es sich bei den hier untersuchten Lössen um Sedimente einer offenen Steppenvegetation handelt, sind die möglichen Störungen durch den ehemaligen Ferntransport der Sporomorphen besonders zu beachten.

Aufschluß über die Mengenverhältnisse der in den untersuchten Lössen enthaltenen Pollen windblütiger (anemogamer) und insektenblütiger (entomogamer) Pflanzen gibt Tabelle 2, Spalten 1—3.

Tabelle 2

Mengenverhältnisse der Pollen windblütiger (anemogamer) und insektenblütiger (entomogamer) Pflanzen in den untersuchten Löß-Horizonten von Oberfellabrunn und Stillfried.

	Gesamtzahl der Pollen anemogamer Pflanzen (1)	Gesamtzahl der Pollen entomogamer Pflanzen (2)	Quotient Anemogam/ Entomogam (3)	Zahl der Pollen anemogamer Bäume und Sträucher (4)	Zahl der Pollen entomogamer Pflanzen und anemogamer Pflanzen d. Krautschicht (5)	Quotient: Pollen anemogamer Bäume und Sträucher zu entomogamen Pflanzen und anemogamen Pflanzen der Krautschicht (6)
Stillfried:						
Jüngster Löß	293	1389	1 : 4,74	21	1661	1 : 79,10
Stillfried B	810	196	1 : 0,24	355	651	1 : 1,83
Liegender Löß	341	230	1 : 0,68	46	525	1 : 11,41
Oberfellabrunn:						
Jüngster Löß	211	627	1 : 2,97	51	787	1 : 15,45
Löß zwischen den beiden Humushorizonten des „Fellabrunner Kompl."	234	111	1 : 0,47	41	304	1 : 7,41
Unterer Humushorizont	411	108	1 : 0,26	197	322	1 : 1,63
Brauner Verlehmungshorizont	429	182	1 : 0,42	346	265	1 : 0,77
Ältester Löß	317	345	1 : 1,09	129	533	1 : 4,14

Demnach sind die fossilen Böden durch einen besonders hohen Gehalt an Pollen windblütiger Pflanzen ausgezeichnet; aber auch die unverwitterten Lösse können in einzelnen Fällen in der überwiegenden Mehrzahl Pollen anemogamer Pflanzen enthalten. Hierbei muß aber berücksichtigt werden, daß sich der Ferntransport von Pollen anemogamer Pflanzen nur dann entscheidend störend bemerkbar macht, wenn die betreffenden Pflanzen als Bäume oder höhere Sträucher in die höheren Luftschichten hineinragen, so daß deren Blütenstaub von den weiterreichenden Winden mitgenommen werden kann. Der Windtransport des Pollens anemogamer Pflanzen der Krautschicht ist jedoch außerordentlich gering (vgl. hierzu aus der neueren Literatur u. a. Lubliner-Mianowska, 1962; Potter & Rowley, 1960; Fedorova, 1959; Monoszon, 1959). Wird dem Unterschied zwischen anemogamen Pflanzen der Krautschicht und denjenigen der Baum- und Strauchschicht Rechnung getragen, dann ergeben sich die in Tabelle 2, Spalten 4 bis 6, enthaltenen Werte. Hierbei wurden als anemogame Pflanzen der Baum- und Strauchschicht angesehen: *Picea, Abies, Larix, Pinus, Betula, Alnus, Quercus, Ulmus, Carpinus, Fagus, Fraxinus, Populus, Juniperus, Salix, Corylus, Hippophaë* und *Taxus*. Da eine pollenmorphologische Unterscheidung zwischen den niederliegenden und aufrechten Formen von *Betula, Salix* und *Juniperus* bisher nicht einwandfrei möglich ist, wurden in der Tabelle 2 die Gesamtwerte der Pollen dieser drei Genera zu den windblütigen höheren Sträuchern gezählt.

Die Zahlenwerte der Spalte 6, Tabelle 2, zeigen klar, daß die überwiegende Menge der Sporomorphen, die sich in den echten Lössen befinden, von Pflanzen der damaligen nächsten Umgebung geliefert worden sind. Der Ferntransport dürfte jedoch nur in denjenigen Proben störend hervortreten, die aus den fossilen Böden entnommen worden sind. Da in den fossilen Böden der Gehalt an Holz (Abb. 1) unvergleichlich viel höher als in der Mehrzahl der echten Lösse ist (Ausnahme: Löß-Schicht zwischen den beiden Humushorizonten von Oberfellabrunn), muß allerdings schon aus dieser Beobachtung, wie aber auch aus dem Vorhandensein der fossilen Böden, auf eine stärkere Bewaldung zur Zeit der Bodenbildung geschlossen werden, ohne daß hieraus jedoch das Ausmaß des stattgefundenen Ferntransportes erkannt werden kann.

e) Nachweis der ehemaligen Bewaldung

Wie bereits oben gesagt, stößt der Versuch, das Ausmaß der ehemaligen Bewaldung zu rekonstruieren, auf besondere Schwierigkeiten. Diese bestehen vor allem einerseits in dem möglichen Ferntransport der Pollen anemogamer Bäume und höherer Sträucher sowie in der Percolation der Pollen derjenigen Flora, die zur Zeit der Bodenbildung geherrscht hat. Daß während der Akkumulation der unverwitterten Lösse in dem Untersuchungsgebiet keine Wälder oder Haine größeren Umfanges vorhanden waren, geht aus den außerordentlich geringen BP-Werten und deren Zusammensetzung aus Pollen anemogamer Pflanzen klar hervor. Andererseits zeigt bereits das gehäufte Auftreten von Holzresten in den fossilen Böden, daß während der Bodenbildung mindestens einzelne Gehölze vorhanden waren. Wie bereits eingangs erwähnt worden ist, sind die Proben des braunen Verlehmungshorizontes und des unteren Humushorizontes des „Fellabrunner Komplexes" jeweils in den unteren Teilen dieser Bodenhorizonte entnommen worden. Oben wurde schon dargelegt, daß die Pollenflora dieser Proben aus einem Gemisch besteht, das sich aus Blütenstaub derjenigen Pflanzen zusammensetzt, die zur Zeit der Löß-Akkumulation in dem Untersuchungsgebiet gediehen, sowie aus den später hineingewaschenen Sporomorphen derjenigen Vegetation, unter der die heute fossilen Böden entstanden sind. Bei dieser Durchwaschung und Mischung der beiden verschieden alten Pollenfloren sind sicherlich so starke quantitative Veränderungen in der Gesamtzahl der BP aufgetreten, daß aus dem prozentualen Anteil der BP an der gesamten Pollensumme der betrachteten beiden Horizonte das Ausmaß der ehemaligen Bewaldung nicht mehr erschlossen werden kann. Anders liegen die Verhältnisse in dem Horizont von „Stillfried B". Hier sind die betreffenden Proben aus dem Holzkohlen-Horizont an der Oberkante dieses fossilen Bodens entnommen worden. Die durch das feuchtere Klima dieses Interstadials hervorgerufene absteigende Wasserbewegung im Boden mußte sowohl die während des Interstadials dort anfliegenden Sporomorphen als auch diejenigen, die aus der Zeit der Löß-Akkumulation stammten, langsam nach unten transportieren, so daß zu vermuten ist, daß die Pollenflora der Löß-Bildungszeit im Vergleich zu derjenigen des Interstadials relativ abnahm. Da weiterhin keine Hinweise darauf vorliegen, daß die auf das „Stillfried B"-Interstadial folgende Lößzeit feucht genug war, um einen nennenswerten Transport der Pollen dieser jüngeren Lößbildungszeit in den liegenden „Stillfried-B"-Boden zu verursachen, darf geschlossen werden, daß aus dem prozentualen Anteil der BP, NBP, Sporen und Sträucherpollen an der gesamten Pollensumme des obersten Horizontes des „Stillfried-B"-Bodens auf das Ausmaß der damaligen Bewaldung geschlossen werden kann, falls die Baum-Pollenflora des Interstadials nicht sogar im Vergleich zu der älteren Löß-Steppenflora etwas überbetont ist. Die Werte der relativen Häufigkeit der vier betrachteten Sporomorphen-Gruppen zeigen unter dieser Voraussetzung, daß zur Zeit des „Stillfried-B"-Interstadials die Umgebung von Stillfried Wälder getragen haben muß, die allerdings wohl nur die March begleiteten, ohne auf die trockenen Plateaus überzugreifen, auf denen sicher auch damals noch die Steppenvegetation gedieh (vgl. später).

f) Zusammenfassung

Die vorliegenden Ausführungen dürften gezeigt haben, daß die entwickelte Methode zur pollenanalytischen Untersuchung von Lössen Einiges zur Klärung vegetationsgeschichtlicher und vielleicht auch stratigraphischer Probleme des Eiszeitalters beizutragen vermag, falls in jedem einzelnen Falle eine Reihe von Fehlerquellen beachtet und soweit wie möglich ausgeschaltet wird. Bei den hier referierten Untersuchungen muß mit dem Folgenden gerechnet werden:

1. Die in den einzelnen Proben enthaltene Pollenflora datiert im Wesentlichen aus der Zeit der Löß-Akkumulation bzw. der Bildung der heute fossilen Böden. Sie ist auf keinen Fall ein Ergebnis einer rezenten Percolation oder anderer Verunreinigungen des Lösses.

2. Bei der Bildung der fossilen Böden fand ein Transport der Sporomorphen von der damaligen Bodenoberfläche in die Tiefe statt, der aber nur wenige Dezimeter umspannte, und dessen Ausmaß im Einzelnen sicher von den damaligen klimatischen Verhältnissen, sowie von der Dauer der feuchteren Perioden abhing.
3. Die Umlagerung älterer Pollen ist in den hier untersuchten Proben zu vernachlässigen.
4. Wenn auch einzelne Pollentypen selektiv zerstört sein mögen, so kann doch diese selektive Zerstörung nicht für den starken Unterschied in der qualitativen und quantitativen Zusammensetzung der Pollenflora der einzelnen Horizonte verantwortlich gemacht werden.
5. Die Hauptmenge der in den Proben enthaltenen Sporomorphen wurde von derjenigen Flora geliefert, die zu den einzelnen Zeiten in der Nähe der betreffenden Lokalitäten gedieh. Die fossile Löß-Pollenflora stellt also ein Abbild der lokalen Vegetation dar. Lediglich zu den Zeiten der Bildung der fossilen Böden ist mit einem stärkeren Ferntransport von Baumpollen zu rechnen.
6. Bodentypen und fossile Holzreste zeigen jedoch, daß dieser Ferntransport der Baumpollen nicht überbewertet werden darf, sondern daß das Untersuchungsgebiet tatsächlich während der Bodenbildungszeiten Gehölze getragen hat.
7. Das Ausmaß der ehemaligen Bewaldung ist aber nur dann einigermaßen zuverlässig zu ermitteln, wenn die zu untersuchenden Lößproben aus dem obersten Horizont des ungestörten fossilen Bodens entnommen worden sind.

3. Anwendungsbereich der vorgeschlagenen Methode

Die vorangegangenen Bemerkungen lassen erkennen, daß Lösse tatsächlich nicht immer so pollenfrei oder pollenarm sind, wie vielfach angenommen wird. Vielmehr wurde deutlich, daß die bei der vorliegenden Untersuchung in fast allen Proben ausgezählten Pollenmengen, die ohne jede Mühe um ein Vielfaches gesteigert werden können, da bisher nur ein kleiner Teil der in jeweils 100 g Löß enthaltenen Sporomorphen berücksichtigt worden ist, ausreichen, um auf pollenanalytischem Wege die Vegetation der eiszeitlichen Lößsteppen zu ermitteln. Diese Erfolge dürfen aber nicht darüber hinwegtäuschen, daß auch der hier beschriebenen Methode recht enge Grenzen gesetzt sind. Diese werden dann deutlich, wenn Material untersucht werden soll, das verschwemmt worden ist. Denn in diesen umgelagerten Lössen sinkt die noch erhalten gebliebene Sporomorphen-Menge auf sehr geringe Werte ab. Einen Hinweis hierauf stellt der obere verschwemmte Humushorizont des „Fellabrunner Komplexes" in Oberfellabrunn dar, der sich trotz wiederholter Kontroll-Untersuchungen als pollenfrei erwiesen hat. Diese Beobachtung konnte bei mehreren orientierenden Analysen anderer Lößprofile, in denen deutlich aquatisch umgelagerte Horizonte anstehen, in ähnlicher Weise bestätigt werden. So weit es sich heute überblicken läßt, scheint demnach bei der Umlagerung des Lösses durch fließendes Wasser (oder allgemein bei starken Schwankungen des Wassergehaltes) ein großer Teil der ehemals im Löß enthaltenen Sporomorphen zerstört zu werden, so daß selbst eine weitere Verfeinerung der Methode ohne Erfolg bleiben muß. Wie stark jedoch die Zerstörung des Löß-Pollenmaterials fortgeschritten ist, d. h. ob noch eine pollenanalytische Untersuchung verschwemmter Lösse lohnt oder nicht, kann im Voraus nicht bestimmt werden, sondern es müssen auf jeden Fall zunächst Pollenanalysen angesetzt werden.

Scheinen somit die Schwemmlösse für eine pollenanalytische Untersuchung wenig ergiebig zu sein, so sind nach den bisherigen Erfahrungen die echten, unverwitterten Lösse, aber auch die fossilen Böden innerhalb der Lösse im Hinblick auf Pollenanalysen von höchstem Interesse. Bei ihnen stellen nur die mühevolle Aufbereitung der Proben, sowie die Fülle der Nichtbaumpollen die begrenzenden Faktoren dar.

III. Ergebnisse pollenanalytischer Untersuchungen der Löß-Profile von Oberfellabrunn und Stillfried

1. Beiträge zur Stratigraphie des Jungpleistozäns im Untersuchungsgebiet

a) Der „Fellabrunner Komplex" („Stillfried A")

Einen der in der gegenwärtigen Quartärforschung am stärksten umstrittenen Zeitabschnitt stellt jene Phase innerhalb des Jungpleistozäns dar, während der die fossilen Böden des „Fellabrunner Komplexes" („Stillfried A") gebildet worden sind. Die einzige, nicht angezweifelte Annahme ist die, daß der liegende braune Verlehmungshorizont des „Fellabrunner Komplexes" dem fossilen Boden von Göttweig entspricht, soweit die stratigraphische Lage betrachtet wird. Über das Alter dieser Bildungen gehen aber die Ansichten weit auseinander. Betrachten Fink (u. a. 1960), Brunnacker (1956, 1957), Lieberoth (1962), neuerdings auch Woldstedt (1962) sowie Klima, Kukla, Ložek & de Vries (1961) diesen liegenden braunen Verlehmungshorizont als Ausdruck des letzten Interglazials (Eem), so sehen Brandtner (1956), Gross (u. a. 1960 a und b), Ebers (1960), Unger & Rau (1961) u. a. denselben Horizont nur als Teil mehrerer Bodenbildungen an, die während des sehr langen „Göttweig-Interstadials" der Letzten Eiszeit, das vielfach auch als „Aurignac-Interstadial" bezeichnet wird, entstanden sind. Birkenmajer & Środoń (1960) fassen aber unter der Bezeichnung „Aurignac-Interstadial" die Interstadiale von Göttweig, Brørup und Chelford zusammen, obwohl das „Göttweig-Interstadial" nach Gross (1960) und Woldstedt (1960) jünger sein soll als die Wärmeschwankungen von Chelford und Brørup. Unlängst pflichtete schließlich Kneblova-Vodičkova (1963) der Ansicht Birkenmajers und Środońs bei, als sie erwog, ob nicht das neu entdeckte letzteiszeitliche Interstadial von Česky Tešin am Fuße der Beskiden in das „Göttweig-Interstadial" zu stellen sei, dieses aber dem Brørup-Interstadial entspreche. Offenbar angesichts dieser Schwierigkeiten und der Unmöglichkeit, über größere Entfernungen hinweg Konnektierungen bestimmter Horizonte lediglich auf Grund von C^{14}-Altersbestimmungen durchzuführen, falls Zeiträume betrachtet werden, die an der Grenze der Anwendbarkeit dieser Methode gelegen sind, ließen Andersen (1961), Zagwijn (1961), sowie Andersen, de Vries & Zagwijn (1960) die Frage nach dem Alter des „Göttweig-Interstadials" und seiner Beziehungen zu den Interstadialen von Amersfoort und Brørup überhaupt offen.

Die in Oberfellabrunn durchgeführten Pollenanalysen scheinen geeignet zu sein, einige Beiträge zur Klärung dieser strittigen Fragen zu liefern. Es muß allerdings ausdrücklich darauf hingewiesen werden, daß bisher nur sehr wenige Proben untersucht worden sind, so daß keine zusammenhängenden Pollendiagramme konstruiert werden können. Dadurch kann aber auch nicht der Ablauf der Vegetationsgeschichte lückenlos rekonstruiert werden, sondern nur einzelne Stichproben geben über ihn Auskunft. Weiterhin sei hervorgehoben, daß die folgenden Betrachtungen ausschließlich auf Oberfellabrunn beschränkt sind. Ein Vergleich mit anderen Lokalitäten Europas, in denen Interstadiale der Letzten Eiszeit ermittelt worden sind, die mit dem „Göttweig-Interstadial" oder mit den Interstadialen von Amersfoort und Brørup in der Literatur verglichen worden sind, bleibt in der vorliegenden Untersuchung weitgehend unberücksichtigt, weil einerseits die bisher beschriebenen letzteiszeitlichen Interstadiale in der Mehrzahl der Fälle vegetationsgeschichtlich zu wenig voneinander unterschieden sind, um sichere Parallelisierungen oder Unterscheidungen vornehmen zu können, und weil sich andererseits gezeigt hat, daß die C^{14}-Methode bisher wiederholt überfordert worden ist, was sich in einer zunehmenden „Alterung" ein und desselben Horizontes mit zunehmender Verfeinerung der Methode bemerkbar macht.

Neben den auch in den Proben des braunen Verlehmungshorizontes und des unteren Humushorizontes des „Fellabrunner Komplexes" vorherrschenden NBP treten in diesen beiden Schichten doch so viele BP auf (Abb. 3), daß Aussagen über die damaligen Waldtypen in groben Zügen gemacht werden können (200 BP im braunen Verlehmungshorizont;

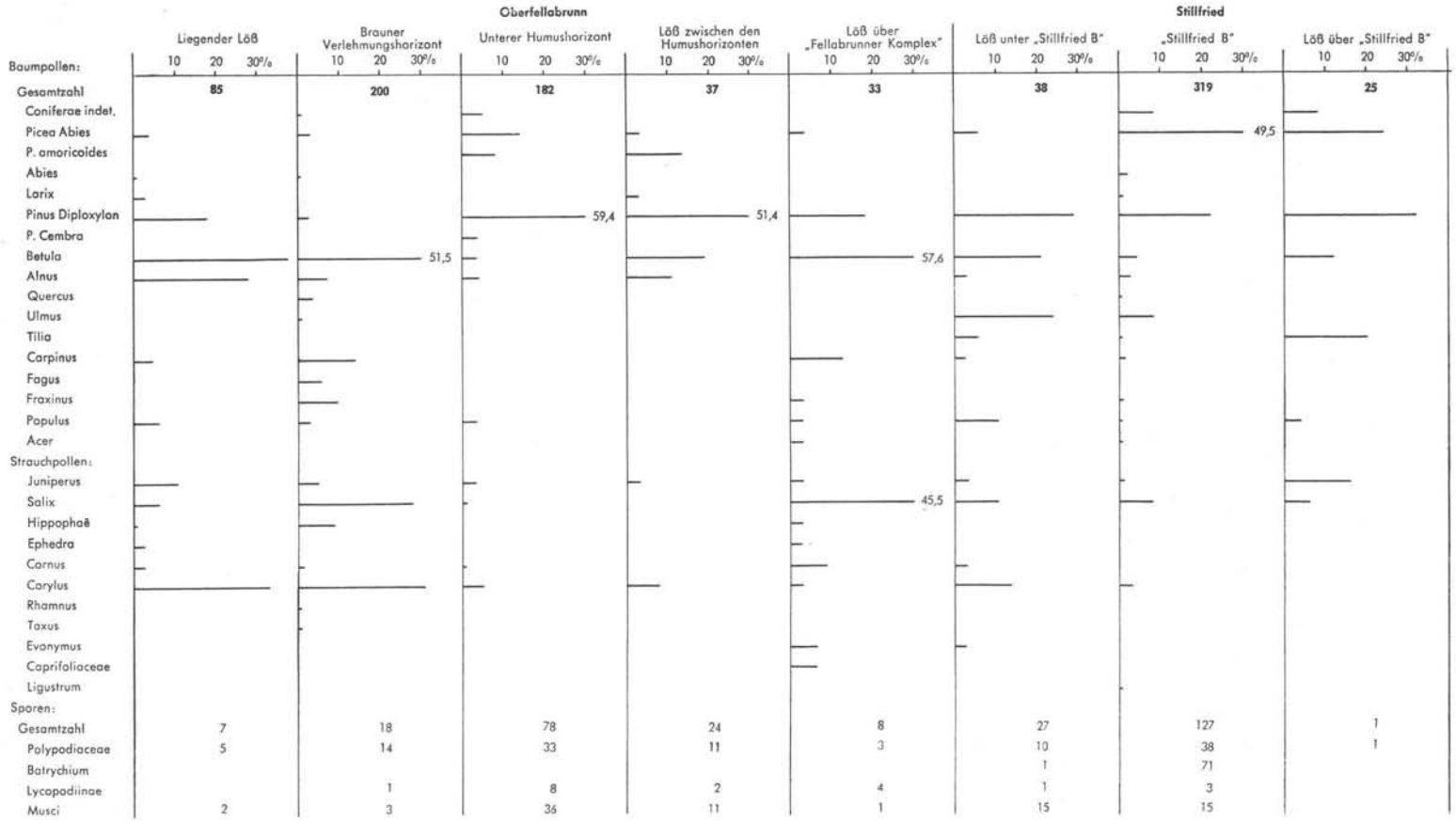


Abb. 3. Baumpollen- und Sporen-Spektren der untersuchten Horizonte der Lößprofile von Oberfellabrunn und Stillfried.

182 BP im unteren Humushorizont). Mit 51,5% herrschte *Betula* in der BP-Flora des braunen Verlehmungshorizontes von Oberfellabrunn vor. Der Anteil der Coniferen (2,5% *Pinus* Sect. *Diploxylon;* 2,5% *Picea Abies;* 0,5% *Abies)* blieb erstaunlich gering, gegenüber der recht hohen Bedeutung thermophiler Laubhölzer: *Quercus* 3,0%, *Ulmus* 1,0%, *Carpinus* 14,0%, *Fraxinus* 9,5%, *Fagus* 5,5% und *Populus* 2,5%. Zu ihnen gesellten sich *Corylus* mit 31,0%, sowie *Rhamnus* (0,5%) und *Taxus* (0,5%). Im Hangenden dieses Horizontes steht der untere Humushorizont des „Fellabrunner Komplexes" an, der durch eine ganz andere BP-Flora gekennzeichnet wird: In ihm dominieren die Coniferen: *Pinus* Sect. *Diploxylon* 59,4%, *Pinus Cembra* 3,3%, *Picea Abies* 13,7% und *Picea omoricoides* 7,7%. Die Bedeutung der Laubhölzer ist außerordentlich gering (*Betula* 3,3%, *Alnus* 4,9% — nach pollenmorphologischen Merkmalen z. T. wohl von *A. viridis* gestellt —, *Populus* 3,3%, *Corylus* 4,9%). Hinzu treten als klimatisch besonders interessante Pflanzen *Lycopodium Selago, L. alpinum* und *L. clavatum.*

Die heutige natürliche Vegetation des Gebietes wird beherrscht von Eschen-Ulmen-Auenwäldern entlang den Flüssen, Eichen-Hainbuchenwäldern in den Tieflagen und den montanen Buchenwäldern im Wiener Wald, sowie dem im Westen gelegenen Waldviertel (Firbas, 1949, 1952; Wendelberger, 1961). Mit dieser rezenten natürlichen Vegetation hatte offenbar diejenige Waldvegetation qualitativ sehr viel gemeinsam, deren Pollenflora in dem braunen Verlehmungshorizont des „Fellabrunner Komplexes" bei Oberfellabrunn enthalten ist. Wie bereits auf S. 19 gesagt worden ist, kann das Ausmaß der ehemaligen Bewaldung nicht rekonstruiert werden, da die betreffenden Proben aus dem unteren Teil des fossilen Bodens entnommen worden sind. Gegenüber der heutigen natürlichen Vegetation fällt der hohe Anteil von *Betula* an der BP-Summe besonders auf. Hier ist jedoch zu berücksichtigen, daß sich die *Betula*-Pollensumme sowohl aus den älteren kaltzeitlichen, als auch aus den warmzeitlichen *Betula*-Pollen zusammensetzen kann. Der in der Literatur vielfach unternommene Versuch, die *Betula*-Pollen *Betula nana* einerseits, sowie den hochstämmigen Birken andererseits auf Grund der Pollenmorphologie und größenstatistischer Befunde zuzuweisen (Abb. 4), scheint jedoch wenig beweiskräftig zu sein, obwohl erwartungsgemäß aus Abb. 4 hervorgeht, daß der liegende Löß, dicht unter dem braunen Verlehmungshorizont, entsprechend den Angaben von Andersen (1961, S. 37) sowohl Pollen des *Betula nana*-Typs (23-25 μ Durchmesser), als auch diejenigen des möglicherweise später

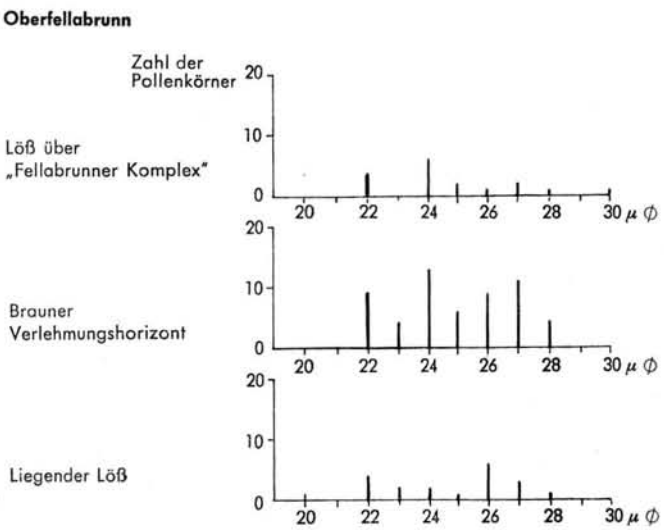


Abb. 4. Größenklassen-Häufigkeit der *Betula*-Pollen in einigen Horizonten des Lößprofils von Oberfellabrunn.

hineingewaschenen Pollentyps der hochstämmigen Birken (27-29 μ Durchmesser) enthält; dasselbe trifft für den braunen Verlehmungshorizont zu, der sich damit deutlich von dem unverwitterten jüngsten Löß in Oberfellabrunn unterscheidet (in ihm herrscht der Pollen von „*Betula nana*" vor), oberhalb dessen erst in etwa 2,0 bis 2,5 m Entfernung der nächste (rezente) Boden folgt. Die Angaben von ANDERSEN (1961) decken sich aber nicht mit denjenigen, die OŠURKOVA (1959) in einer Monographie über die Pollentypen der gegenwärtig im Gebiet der UdSSR vorkommenden Birken mitteilte (Größenstatistik und Pollenmorphologie). Andererseits können OŠURKOVAS Beschreibungen auch nicht durch TERASMAES (1951) Beobachtungen bestätigt werden, so daß hier von einer Bestimmung der *Betula*-Pollen abgesehen wird. Vielmehr ist nur mit der Möglichkeit einer Vermengung verschieden alter *Betula*-Pollen, sowie der schon lange bekannten Überrespräsentierung dieser Art in Pollendiagrammen zu rechnen, so daß insgesamt an der qualitativen Ähnlichkeit der auf pollenanalytischem Wege erschlossenen Waldvegetation, die bei Oberfellabrunn zur Zeit der Bildung des braunen Verlehmungshorizontes geherrscht hatte, mit der heutigen natürlichen Waldvegetation nicht ernsthaft zu zweifeln ist.

Sollte die damalige Waldvegetation jedoch der rezenten natürlichen Waldvegetation desselben Gebietes stark geähnelt haben, dann muß diejenige Zeit, innerhalb der der braune Verlehmungshorizont gebildet worden ist, ein Interglazial gewesen sein, falls nicht angenommen werden soll, daß ein sehr langer Abschnitt, der offenbar durch ein recht mildes Klima ausgezeichnet war, doch noch als Interstadial klassifiziert werden kann. Da es sich bei dem braunen Verlehmungshorizont um eine jungpleistozäne Bildung handelt, kommt für diese Warmzeit, soweit sie als Interglazial angesehen wird, nur das Eem in Frage. Gegen diese Ansicht spricht einerseits eine Reihe älterer C^{14}-Daten, deren Aussagekraft ich jedoch, wie erwähnt, nicht als sehr beweisend ansehe, da sie von neueren C^{14}-Altersdatierungen beträchtlich korrigiert worden sind. Andererseits steht zu dieser Ansicht in Widerspruch der bekannte Aufschluß im Drumlin von Hörmating (EBERS, 1960), der von BRUNNACKER (1962) allerdings ganz anders gedeutet wird, als es Frau EBERS und ihre Mitarbeiter taten, so daß auch dieses Gegenargument nicht so stark zu sein scheint, wie zunächst angenommen werden mußte. Schließlich spricht gegen die Zuordnung des braunen Verlehmungshorizontes bei Oberfellabrunn zu dem Eem-Interglazial, daß in diesem fossilen Boden nach den hier vorliegenden Untersuchungen *Fagus*-Pollen in recht beträchtlicher Anzahl (11 Pollenkörner) gefunden worden sind, obwohl zu diesem Interglazial gehörende sichere *Fagus*-Vorkommen in Mitteleuropa bisher nicht bekannt geworden sind (vgl. die Literaturübersicht bei FIRBAS, 1958). Vielmehr werden die jungpleistozänen Buchen-Vorkommen Mitteleuropas, einem Vorschlage von FIRBAS (1958) folgend, vielfach in das „Göttweig-Interstadial" gestellt. Es wäre daher denkbar, daß auch die Baumpollen-Flora des braunen Verlehmungshorizontes von Oberfellabrunn tatsächlich nur der Ausdruck des „Göttweig-Interstadials" ist.

Der Versuch, zwischen diesen beiden Möglichkeiten zu entscheiden, muß das Folgende berücksichtigen:

1. FIRBAS (1958) gründete seine Annahme eines beträchtlichen *Fagus*-Vorkommens im Südteil Mitteleuropas während des „Göttweig-Interstadials" auf pollenanalytische Untersuchungen der Schieferkohlen von Schambach am Inn, sowie auf einen Vergleich dieser Kohlen mit *Fagus*-Vorkommen in einer wahrscheinlich zu dem jüngeren Moustérien gehörenden Kulturschicht bei Veringenstadt in Hohenzollern, und die in dem unteren Abschnitt der „Alluvion ancienne" von LÜDI (1953) bei Montfleury (Nähe von Genf) gefundene Pollenflora, in der *Fagus* mit bis zu 15,2% der BP vertreten ist. Diese „Alluvion ancienne" ist älter als die Würm-Moräne, aber jünger als die Riß-Moräne. FIRBAS zog hieraus, wie aber auch aus der sich immer wieder bestätigenden Tatsache, daß *Fagus* in nennenswerter Menge aus letztinterglazialen Sedimenten Mitteleuropas nicht bekannt ist, sehr vorsichtig den Schluß, bei dem Schambacher Schieferkohlen-Flöz, wie aber auch bei den anderen durch *Fagus* charakterisierten Vorkommen von Veringenstadt und Montfleury, könne es sich um Bildungen des „Göttweig-Interstadials" gehandelt haben. Der

außerordentlich hohe *Fagus*-Anteil (bis 60,0% der BP-Summe) der Schambacher Schieferkohle ist allerdings für ein letzteiszeitliches Interstadial recht auffallend. Hinzu kommt, daß aus den Lagerungsverhältnissen bei Schambach allein die Zuordnung dieser Kohlen zu dem „Göttweig-Interstadial" nicht zwingend gefolgert werden muß, da sich die gestauchten Kohlen in dem unteren Teil eines mächtigen Schotterpaketes befinden, in dessen Hangendem zwar die würmeiszeitliche Moräne ansteht, dessen Liegendes aber von Tertiär gebildet wird. Auch das wahrscheinlich jüngere Moustérien von Veringenstadt muß nicht unbedingt auf das „Göttweig-Interstadial" verweisen, sondern es kann ebenso gut einen Abschnitt des letzten Interglazials bezeichnen. In diesem Zusammenhang ist bemerkenswert, daß *Fagus* aus eem-interglazialen Schichten Oberitaliens wohl bekannt ist (u. a. Marchesoni, 1960); die Buche kam damals aber auch in Serbien vor (im Becken der Metohija, 21°10′ ö. L., 43°00′ n. Br.: Markovič-Marjanovič, 1962), und ihre Kohle wurde sogar aus der Gravette-Kulturschicht von Unter-Wisternitz an den Pollauer Bergen Südmährens beschrieben (Kneblova, 1953), wie auch aus der dem Mittel-Aurignacien angehörenden Kulturschicht in der Istállóskó-Höhle im ungarischen Bükk-Gebirge (Vertes, 1955; zit. bei Schwabedissen, 1956). Diese Befunde lehren, daß *Fagus* zwar sicherlich während des Eem-Interglazials in Mitteleuropa nahezu unbekannt war, aber schon damals im Nordteil Süd- und Südost-Europas vorhanden war und selbst durch die Unbilden der Letzten Eiszeit nicht vollständig aus diesem Gebiet vertrieben werden konnte. Hiermit liegt der Schluß nahe, daß das Fehlen von *Fagus* während des letzten Interglazials in weiten Teilen Mitteleuropas nicht so sehr ein Effekt eines ungeeigneten Klimas gewesen ist, sondern daß vielmehr einwanderungsgeschichtliche Gründe verantwortlich sein dürften. Damit ist es aber möglich, daß *Fagus* auch während des letzten Interglazials in Gebieten, die zu ihren älteren Refugien günstig gelegen waren, wie etwa in Niederösterreich, eingewandert ist, ohne sich von dort aus allerdings weiter zu verbreiten.

2. Die Baum-Pollenflora des braunen Verlehmungshorizontes von Oberfellabrunn weist, wie oben dargelegt worden ist, große qualitative Ähnlichkeiten mit der heute dort gedeihenden Dendro-Flora auf. Die klimatischen Gegebenheiten müssen demnach zu der hier interessierenden Zeit derart gewesen sein, daß die erwähnte Flora hatte einwandern können. Nun kommen heute *Quercus*, *Ulmus* und *Tilia* durchaus noch in recht kontinentalen, winterkalten Klimaten vor. Aus ihrem Auftreten in dem braunen Verlehmungshorizont von Oberfellabrunn braucht daher noch nicht auf ein Interglazial geschlossen zu werden. *Fagus silvatica*, *Carpinus Betulus*, *Fraxinus excelsior* und *Taxus baccata* weisen aber gegenwärtig so enge Bindungen an die milden, feuchten und nicht winterkalten subozeanischen Klimate Europas auf (Verbreitungskarten 51 a, 60 d und 33 b bei Meusel, 1943), daß ihr gemeinsames Auftreten (zusammen 29,5% der BP-Summe) in dem braunen Verlehmungshorizont in Oberfellabrunn auf ein damaliges Klima verweist, das dem heutigen desselben Gebietes sehr ähnelte. Angesichts dieser Verhältnisse fällt es schwer, den so charakterisierten Klimaabschnitt als Interstadial anzusehen, auch wenn über das Ausmaß der damaligen Bewaldung auf Grund der bisher vorliegenden Analysen keine Angaben gemacht werden können.

3. Der hohe Anteil an *Carpinus*-Pollen, zusammen mit der recht starken Beteiligung anderer edler Laubhölzer bei nur geringer Bedeutung der Coniferen-Pollen, läßt sich bei dem jetzigen Stand unserer Kenntnis am besten dadurch erklären, daß in den betreffenden Proben die *Carpinus*-Zeit des letzten Interglazials erfaßt ist, kurz bevor die Coniferen ihre starke Ausbreitung angetreten hatten. Der sehr geringe Prozentsatz der Coniferen-Pollen mag auch noch dadurch erklärt werden, daß die großen Coniferen-Pollen bei der Bodenbildung schlechter im Löß nach unten gewaschen werden als die kleineren Laubholz-Pollen.

4. Nach den Angaben von Reich (1953) wurde das letzte Interglazial im oberbayerischen Alpenvorland gefolgt von einer „subarktischen" Phase (ab Zone 8 bei Reich), in der sich zwei wärmere Phasen (11 und 13) abzeichneten, deren erste durch das Auftreten von *Picea omoricoides* gekennzeichnet war. Einen ähnlichen Ablauf der Vegetationsent-

wicklung am Ende des letzten Interglazials spiegeln die Arbeiten von ZAGWIJN (1961) und ANDERSEN (1961) aus Holland und Dänemark wieder, jedoch mit dem Unterschied, daß *Picea omoricoides* dort erst in der zweiten Wärmephase, dem „Brørup-Interstadial" auftrat. In den Lössen von Oberfellabrunn folgt nun, wie oben hervorgehoben wurde (vgl. auch Abb. 3 und die Zähltabelle) auf den braunen Verlehmungshorizont mit der thermophilen Laubholz-Pollenflora ein Abschnitt mit einer BP-Flora, die am besten als Ausdruck einer subalpinen Waldvegetation aufgefaßt werden kann. Dieselbe Nadelwald-Pollenflora findet sich in dem nur sehr geringen BP-Anteil der Lößschicht, die zwischen den beiden Humuszonen des „Fellabrunner Komplexes" gelegen ist. Besonders bemerkenswert ist in diesen beiden Schichten, daß sie durch das Auftreten von *Picea omoricoides* gekennzeichnet werden, eine Tatsache, die auf den analogen Ablauf der Vegetationsentwicklung vom Ende des letzten Interglazials bis zum Beginn der Letzten Eiszeit in Oberbayern sowie in Holland und Dänemark verweist.

Die mitgeteilten Beobachtungen und Überlegungen lassen erkennen, daß es wenig gerechtfertigt erscheint, den „Fellabrunner Komplex" als Ausdruck des „Göttweig-Interstadials" zu betrachten. Vielmehr ist es offenbar so, daß die unter diesem Namen zusammengefaßte Gruppe fossiler Böden zwei ganz verschiedenen Zeiten angehört: Der braune Verlehmungshorizont wurde während des letzten Interglazials gebildet; der untere Humushorizont dürfte aber der Phase 11 in der von REICH (1953) geschilderten Vegetationsentwicklung der Schieferkohlen von Großweil und Pfefferbichl entsprechen, d. h. er gehört bereits der Letzten Eiszeit an und wird hier dem Amersfoort-Interstadial gleichgesetzt. Der obere Humushorizont des „Fellabrunner Komplexes" von Oberfellabrunn scheint aber dem Interstadial von Brørup zu entsprechen, wenn sich diese Annahme auch nicht durch pollenanalytische Ergebnisse unterbauen läßt. Das frühe Auftreten von *Picea omoricoides* in Niederösterreich und im bayerischen Alpenvorland gegenüber dem etwas späteren Vorkommen dieser Fichte in Dänemark und Holland ist wohl durch die große Entfernung zwischen dem Alpenvorland einerseits und den betrachteten nordwesteuropäischen Gebieten andererseits zu erklären.

Die Datierung des braunen Verlehmungshorizontes von Oberfellabrunn — als Bildung des Eem-Interglazials — steht mit der von FINK zuerst gemachten Beobachtung in Einklang, daß der fossile Boden bei Göttweig kontinuierlich von seinem bisher bekannten Vorkommen innerhalb eines mächtigen Lößpaketes bis in die obersten Horizonte der rißeiszeitlichen Hochterrasse verfolgt werden kann. Dieser Aufschluß läßt im Gelände an Deutlichkeit und Klarheit nichts zu wünschen übrig.

b) Das Stillfried-B-Interstadial

Ein wichtiger Leithorizont in jungpleistozänen Profilen ist der fossile Boden des Stillfried-B-Interstadials (vielfach auch als „Paudorf" bezeichnet), der allerdings schwächer und typologisch unklarer ausgebildet ist als die liegenden fossilen Böden des letzten Interglazials und der anschließenden Interstadiale von Amersfoort und Brørup (vgl. hierzu Mittelrhein: REMY, 1960; PAAS, 1962; Tschechoslowakei: KUKLA & LOŽEK, 1961; KLIMA, KUKLA, LOŽEK & DE VRIES, 1961; KUKLA, LOŽEK & BARTA, 1962; Niederösterreich: FINK, 1962; BRANDTNER, 1956; Desnagebiet: VELIČKO, 1961). Die frühere Auffassung, daß der fossile Boden „Stillfried B" gleichzeitig mit dem „Paudorf"-Boden gebildet worden sei, und daß hierfür insgesamt nur ein relativ kurzer Zeitraum von wenigen Jahrtausenden ausgereicht habe, wird neuerdings von KLIMA & KUKLA (1961), sowie von KLIMA, KUKLA, LOŽEK und DE VRIES (1961) bestritten, die nicht nur eine recht lange Zeitdauer für diese Bodenbildung annehmen (etwa 10 000 Jahre; KLIMA & KUKLA, 1961; d. h. ungefähr von 35 000 (?) bis 25 000 (?) J. v. h.), sondern die diesen Abschnitt des Jungpleistozäns auch als eine Abfolge mehrerer Wärmewellen gedeutet wissen möchten (KLIMA, KUKLA, LOŽEK & DE VRIES, 1961; KUKLA, LOŽEK & BARTA, 1962). Hierin nähern sich die Autoren der Ansicht, die schon früher LEROI-GOURHAN (1960) geäußert hatte, daß nämlich der fragliche Abschnitt des Jungpleistozäns aus dem älteren Interstadial von Arcy (31 000 bis 30 000

vor heute [v. h.]) und dem jüngeren Paudorf-Interstadial (28 000 bis 25 000 v. h.) bestanden habe. Unterstützt wird diese Ansicht durch C^{14}-Daten von Proben, die an den Oberkanten des „Stillfried-B"-Bodens in Stillfried und des „Paudorf"-Bodens in Paudorf entnommen worden sind. Hiernach hat die Oberkante des Stillfried-B-Bodens in Stillfried ein Alter von 27 990 ± 300, bzw. 28 120 ± 200 Jahren v. h.; diejenige des Paudorf-Bodens in Paudorf ergab aber mehrfach ein Alter von 30 000 Jahren v. h. (Fink, 1962 b und mündliche Mitteilung).

Die mitgeteilten Beobachtungen lehren, daß auch diese jungpleistozäne Wärmeschwankung möglicherweise einen verwickelteren Ablauf gehabt hat, als bisher angenommen worden ist; vor allem aber zeigen sie, daß das Interstadial einen recht beachtlichen Zeitraum umspannte. In guter Übereinstimmung hiermit steht die von Brotzen (1961) mitgeteilte Beobachtung einer zwischen 30 000 und 26 000 v. h. bei Göteborg in Süd-Schweden erfolgten Transgression (vgl. weiterhin das Alter der 44-77 m Terrasse auf Franz-Joseph-Land: 36 000 bis 39 000 v. h.: Blake, zit. bei Dibner, 1961).

Sollte die hier noch provisorisch unter dem Namen des Stillfried-B-Interstadials zusammengefaßte Wärmeschwankung tatsächlich einen derart langen Zeitraum eingenommen haben, wie aus den mitgeteilten Beobachtungen hervorzugehen scheint, dann ist unsere bisherige geringe Kenntnis von den Veränderungen, die sich damals in der Vegetationsdecke möglicherweise abgespielt haben, um so erstaunlicher.

Leroi-Gourhan (1960) kennzeichnete die südfranzösische Vegetation des Interstadials von Arcy als im wesentlichen aus offenen Pflanzengemeinschaften zusammengesetzt (BP nur 20% der gesamten Sporomorphen-Summe). Im Paudorf-Interstadial sei sogar die Bedeutung der BP noch weiter zurückgegangen (nur noch 10%). Bemerkenswert ist, daß während des Interstadials von Arcy im locus classicus neben den nicht weiter erwähnten kälteresistenten Arten auch noch *Quercus, Tilia, Carpinus* und *Fraxinus* vorgekommen sein sollen; in den Pyrenäen sei aber bei Isturitz *Corylus, Alnus* und *Ulmus* gefunden worden. Aus den tschechischen Lößlandschaften beschrieb Kneblova (1953) hingegen eine während des „W_{II-III}"-Interstadials (Stillfried-B) bei Unter-Wisternitz gedeihende subalpine Gehölzvegetation, deren Holzkohlenreste in der Gravette-Kulturschicht sich aus *Pinus silvestris* (35 Stück), *P. Cembra* (29 Stück), *P.* cf. *mugo* (18 Stück), *Picea excelsa* (17 Stück), *Larix decidua* (12 Stück) und *Fagus silvatica* (ein Stück) zusammensetzte. Hiermit in Einklang steht die Beobachtung, daß die für die C^{14}-Analysen verwandten Holzkohlen des locus typicus für den Stillfried-B-Horizont ausnahmslos aus Resten von *Picea* oder *Larix* bestanden haben (die früher bei Fink, 1962 b, enthaltene Angabe von *Larix decidua*-Kohlen dieses Horizontes muß in der oben gegebenen Form revidiert werden, da die von Greguss, 1955, aufgeführten xylotomischen Merkmale doch nicht so sicher zu sein scheinen, daß zwischen den Kohlen von *Picea* und *Larix* einwandfrei unterschieden werden kann). Ausmaß und Art der damaligen Bewaldung lassen sich jedoch weder aus den Beobachtungen bei Unter-Wisternitz noch bei denjenigen von Stillfried ermitteln. Hier vermögen die pollenanalytischen Untersuchungen des Holzkohlen-Horizontes von Stillfried B Aufschluß zu geben.

Auf S. 19 wurde bereits auf Grund des Verhältnisses der BP zu der gesamten Sporomorphen-Summe geschlossen, daß das Gebiet damals Gehölze getragen haben muß. Der Anteil von 31,0% BP, der sich mit Ausnahme der Pollen von *Tilia* und *Acer* lediglich aus Blütenstaub anemogamer Pflanzen zusammensetzt, läßt jedoch erkennen, daß die Bewaldung nicht geschlossen gewesen sein kann, sondern daß wahrscheinlich nur schmale Waldgebiete den Flüssen an edaphisch günstigen Standorten gefolgt sind. Zu Gunsten dieser Ansicht spricht weiterhin der hohe Anteil von *Botrychium*-Sporen an der gesamten Sporensumme (71 von 127 Sporen); denn der heutige Verbreitungsschwerpunkt dieses Farns liegt in den offenen Pflanzengemeinschaften, nicht aber im Wald. Entsprechend den paläobotanischen Befunden in Unter-Wisternitz und Stillfried bestand die Baumvegetation in den betrachteten Gebieten damals wohl im wesentlichen aus Nadelhölzern (Pollenflora

bei Stillfried: *Picea Abies* 49,5%, *Pinus* Sect. *Diploxylon* 21,3%, *Abies alba* 1,3%, *Larix* 0,6%). Ihnen gesellten sich aber an den feuchteren Standorten verschiedene Laubhölzer hinzu, und zwar etwa bei Stillfried die Holzpflanzen des Ulmen-Eschen-Auenwaldes: *Ulmus* 8,5%, *Fraxinus* 1,2%, *Acer* 0,3%, *Populus* 0,6%; hierher ist vielleicht auch *Salix* (7,8%) zu zählen. An edaphisch und kleinklimatisch besonders begünstigten Standorten des Marchtales und seiner Nebenflüsse, vielleicht aber auch in den im Osten benachbart gelegenen Kleinen Karpathen, scheinen *Quercus* (0,3%), *Tilia* (0,3%) und *Carpinus* (1,6%) lokal vorgekommen zu sein, ergänzt von *Fagus*, die nach KNEBLOVAS Angaben (1953) vereinzelt bei Unter-Wisternitz gestockt haben dürfte.

Hatten sich also damals neben den in den Tälern vorherrschenden Fichten- und Kiefernwäldern, denen vereinzelt *Abies* und *Larix* (Pollen!) beigemischt war, und deren subalpiner Charakter sowohl durch die Holzkohlen von *Pinus Cembra* und *P.* cf. *mugo*, als auch durch *Selaginella* und *Botrychium* erwiesen zu sein scheint, auch edelere Laub-Mischwaldtypen beigesellt, so dürften die trockeneren Plateaus der umgebenden Lößlandschaft doch noch von steppenartigen Pflanzengemeinschaften eingenommen gewesen sein (NBP im Holzkohlenhorizont von „Stillfried B" 52,9%). Sie wurden beherrscht von *Gramineae* (21,8% der NBP-Summe), *Artemisia* (18,7%), sehr verschiedenen anderen Compositen (10,4%), *Plantaginaceae* (8,6%), *Urtica* (6,2%), *Papilionaceae* (5,7%), sowie *Polygonaceae* (4,4%) und *Chenopodiaceae* (4,0%; vgl. auch die Zähltabelle und Abb. 5). Ob in diesen Steppen damals noch Lösse gebildet worden sind, läßt sich gegenwärtig nicht feststellen.

Die mitgeteilten Beobachtungen lehren, daß während des Stillfried B-Interstadials *(sensu lato)* sowohl in Süd-Frankreich als auch in Niederösterreich und in Mähren der Wald wieder eingewandert war, daß er aber in allen bisher untersuchten Gebieten offenbar von nur geringer Bedeutung gewesen ist und lediglich die besonders begünstigten und feuchteren Standorte eingenommen hatte. Im Übrigen herrschte auch damals die offene, steppenartige Vegetation auf weiten Flächen Mitteleuropas. Dieser Sachverhalt, zusammen mit den oben mitgeteilten Angaben über eine möglicherweise recht lange Dauer des erwähnten Interstadials sowie über die marine Transgression bei Göteborg, ist aber gegenwärtig noch recht unverständlich. Sicherlich war das Klima in dem Untersuchungsgebiet während der Lößzeiten vor und nach der Bildung des fossilen Bodens von Stillfried B wesentlich trockener als gegenwärtig. Aber beide Löß-Steppenzeiten hatten nicht denselben Klimacharakter, denn der Pollenanteil xerophiler Pflanzen gegenüber demjenigen hygrophiler Pflanzen ist in dem liegenden letzteiszeitlichen Löß viel geringer als in dem oberhalb des Stillfried-B-Bodens anstehenden Löß (Tabelle 1). Diese Befunde werden gestützt durch LOŽEKS malakozoologische Analysen tschechischer Lösse (vgl. LOŽEK, 1955; 1961; PROŠEK & LOŽEK, 1953, 1954, 1957; LOŽEK & KUKLA, 1959; KUKLA & LOŽEK, 1961; KLIMA, KUKLA, LOŽEK & DE VRIES, 1961; KUKLA, LOŽEK & BARTA, 1962), nach denen ebenfalls die auf das Stillfried-B-Interstadial folgende Lößsteppenzeit wesentlich trockener und kälter war als die vorangegangene. War somit die ältere Löß-Steppenzeit feuchter als die jüngere, so mögen in ihr Gehölzpflanzen an edaphisch und kleinklimatisch geeigneten Standorten, wie etwa in den Karpathen oder aber auch im ungarischen Mittelgebirge und in den nordjugoslawischen Gebirgen, vereinzelt vorgekommen sein, die bei einer nur geringen Klimabesserung schnell nach Norden vorstoßen konnten. Diese Klimaschwankung während des Stillfried B scheint einerseits eine geringe Verbesserung des Wasserhaushaltes gebracht zu haben, wie aus der Kalkanreicherung unterhalb des fossilen Bodens in Stillfried geschlossen werden kann (FINK, 1955; für Unter-Wisternitz: KLIMA, KUKLA, LOŽEK & DE VRIES, 1961). Andererseits dürfte sie in einer schwachen Temperaturzunahme bemerkbar gewesen sein. Falls angenommen werden darf, daß die damalige Gehölzvegetation ihre bezüglich der thermischen Verhältnisse maximal mögliche Ausdehnung und Zusammensetzung erlangt hatte, dann folgt aus dem Charakter der Baumpollen-Flora des Holzkohlenhorizontes von Stillfried B, daß die Jahresmitteltem-

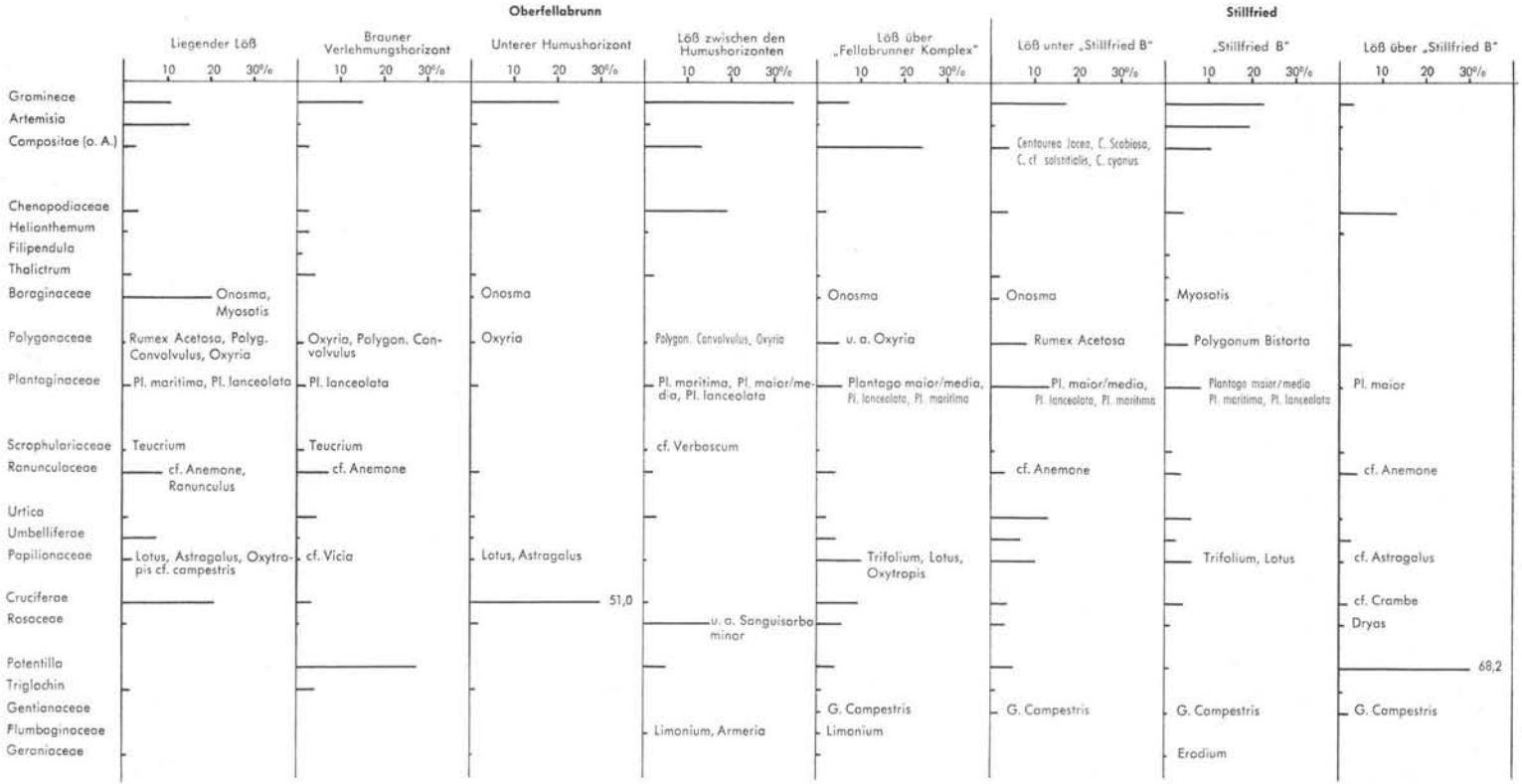


Abb. 5. Nichtbaumpollen-Spektren der untersuchten Horizonte der Lößprofile von Oberfellabrunn und Stillfried. Gegenüber den Werten der Zähltabelle sind hier nur die wichtigsten Pollentypen berücksichtigt worden.

Zähltabelle

Pollentypen	Oberfellabrunn					Stillfried		
	Liegender Löß	Brauner Verwitterungshorizont	Unterer Humushorizont	Löß-Zwischenschicht	Jüngster Löß	Würmlöß unter Stillfried B	Stillfried B	Würmlöß über Stillfried B
Gezählte Sporomorphe	5146	939	4538	347	1153	737	1078	1726
Pollenfrequenz pro Deckglas 18 x 18 mm	1030	94	908	70	384	147	112	1726
Bestimmbare Sporom., ohne einen unbekannten tricolporoidaten (?) Typ	685	875	697	346	981	603	1030	1725
Zerstörte, unklare Typen	140	149	120	48	100	69	75	61
„ „ „ in %	2,7	15,8	2,6	13,8	8,7	9,4	7,0	3,5
Baumpollen, absolut	85	200	182	37	33	38	319	25
Sträucherpollen, „	46	149	17	4	26	12	39	5
Nichtbaumpollen „	547	508	420	281	914	526	545	1694
Sporen, „	7	18	78	24	8	27	127	1
%-Werte								
Baumpollen	12,4	22,9	26,1	10,7	3,4	6,3	31,0	1,5
Sträucher	6,7	17,0	2,4	1,2	2,7	2,0	3,8	0,3
Nichtbaumpollen	79,9	58,1	60,3	81,2	93,0	87,7	52,9	98,3
Sporen	1,0	2,1	11,2	6,9	0,8	4,7	12,3	0,0
Baumpollen; Summe = 100%								
Coniferen indet.	—	1,0	4,4	—	—	—	7,8	8,0
Picea abies	3,7	2,5	13,7	2,7	3,3	5,3	49,5	24,0
P. omoricoides	—	—	7,7	13,5	—	—	—	—
Abies	1,2	0,5	—	—	—	—	1,3	—
Larix	2,3	—	—	2,7	—	—	0,6	—
Pinus silvestris	17,7	2,5	59,4	51,4	18,2	29,0	21,3	32,0
Pinus cembra	—	—	3,3	—	—	—	—	—
Betula	37,6	51,5	3,3	18,9	57,6	21,0	4,1	12,0
Alnus	28,2	6,5	4,9	10,8	—	2,6	2,5	—
Quercus	—	3,0	—	—	—	—	0,3	—
Ulmus	—	1,0	—	—	—	23,7	8,5	—
Tilia	—	—	—	—	—	5,3	0,3	20,0
Carpinus	4,7	14,0	—	—	12,1	2,6	1,6	—
Fagus	—	5,5	—	—	—	—	—	—
Fraxinus	—	9,5	—	—	3,0	—	1,2	—
Populus	5,9	2,5	3,3	—	3,0	10,5	0,6	4,0
Acer	—	—	—	—	3,0	—	0,3	—
Sträucherpollen, bezogen auf die Summe der Baumpollen								
Juniperus	10,6	5,0	2,7	2,7	3,0	2,6	0,6	16,0
Salix	5,9	27,0	0,6	—	45,5	10,5	7,8	4,0
Hippophaë	1,2	9,0	—	—	3,0	—	—	—
Ephedra	2,3	—	—	—	3,0	—	—	—
Cornus	2,3	1,5	1,1	—	9,1	2,6	—	—
Corylus	32,9	31,0	4,9	8,1	3,0	13,2	3,1	—
Rhamnus	—	0,5	—	—	—	—	—	—
Taxus	—	0,5	—	—	—	—	—	—
Evonymus	—	—	—	—	6,1	2,6	—	—
Caprifoliaceae	—	—	—	—	6,1	—	—	—
Ligustrum	—	—	—	—	—	—	0,3	—

Zähltabelle

Pollentypen	Oberfellabrunn					Stillfried		
	Liegender Löß	Brauner Verwitterungshorizont	Unterer Humushorizont	Löß-Zwischenschicht	Jüngster Löß	Würmlöß unter Stillfried B	Stillfried B	Würmlöß über Stillfried B
Nichtbaumpollen, Summe = 100%								
Gramineae	10,4	15,0	19,8	33,7	6,8	16,7	21,8	2,9
Artemisia	16,3	0,5	1,0	1,1	0,3	0,6	18,7	0,2
Compositae (ohne A.)	2,2	2,2	2,0	12,8	23,8	4,0	10,4	0,35
Chenopodiaceae	2,8	2,2	1,4	18,8	1,5	3,1	4,0	12,6
Helianthemum	0,7	2,5	—	0,7	—	—	—	0,2
Filipendula	—	1,1	—	—	—	—	0,2	—
Thalictrum	1,3	4,1	0,6	1,8	0,5	1,5	0,6	—
Boraginaceae	20,2	—	0,6	—	1,1	1,5	0,2	—
Polygonaceae	0,2	1,6	1,0	0,2	5,1	8,0	4,4	2,5
Plantaginaceae	1,3	1,9	1,2	1,8	5,3	13,5	8,6	0,06
Scrophulariaceae	0,4	1,4	—	0,3	0,3	0,9	1,7	0,7
Ranunculaceae	8,7	7,1	2,0	1,8	3,9	2,9	3,1	3,4
Urtica	0,2	4,4	0,7	2,5	1,5	13,1	6,2	0,1
Umbelliferae	7,6	0,5	0,2	—	3,9	6,5	2,4	2,4
Papilionaceae	2,0	0,5	0,8	0,3	9,7	9,7	5,7	0,8
Cruciferae	21,0	2,7	51,0	0,7	9,4	3,4	4,0	1,5
Rosaceae	0,9	0,5	1,4	14,5	5,6	2,9	0,7	0,3
Potentilla	—	27,3	—	4,5	4,0	4,9	0,9	68,2
Triglochin	1,3	3,8	0,2	—	0,3	0,6	—	0,1
Gentianaceae	—	—	—	—	0,9	1,3	0,2	2,0
Plumbaginoceae	—	—	—	0,3	0,2	—	—	—
Geraniaceae	0,2	—	0,2	—	0,8	—	0,2	—
Cyperaceae	0,9	1,2	1,0	0,4	0,1	—	—	—
Caryophyllaceae	0,4	—	1,0	2,1	0,4	1,1	0,7	—
Campanulaceae	—	0,2	0,2	—	—	1,1	2,6	—
Colchicum	—	0,2	—	—	—	—	—	—
Papaveraceae	0,4	1,2	—	—	0,1	0,2	—	0,9
Arum/Asarum	—	1,0	—	—	—	—	—	—
Teucrium	—	0,2	—	—	—	—	—	—
Linaceae	—	0,4	—	0,4	—	—	0,2	—
Saxifragaceae	—	0,4	—	—	0,2	—	0,2	—
Labiatae	0,4	0,2	0,2	0,4	0,2	0,8	0,6	—
Rubiaceae	0,4	0,4	0,2	0,4	0,8	1,1	1,1	—
Balsamineae	—	0,2	—	—	—	—	—	—
Onagraceae	—	0,4	—	—	—	—	—	—
Liliac./Iridac.	0,7	—	0,2	—	—	—	—	—
Valerianaceae	0,2	—	—	—	—	—	—	—
Euphorbiaceae	0,7	—	—	—	—	0,6	—	—
Polygalaceae	0,2	—	—	—	0,1	—	—	—
Dipsacaceae	—	—	—	—	0,2	—	0,2	0,4
Malvaceae	—	—	—	—	0,1	—	—	—
Violaceae	—	—	—	—	—	—	0,4	0,3
Hypericum	—	—	—	—	—	0,2	—	—
Primulaceae	—	—	—	—	—	—	—	0,06
Daphne	—	—	—	—	—	—	—	0,06
Sporen, absolut:								
Polypodiaceae	5	14	33	11	3	10	38	1
Lycopodium	—	—	8	1	3	—	2	—
Selaginella	—	1	—	1	1	1	1	—
Musci	2	3	36	11	1	15	15	—
Botrychium	—	—	—	—	—	1	71	—

peratur bei Stillfried etwa 5° C geringer war als gegenwärtig, denn an die Stelle der heutigen Eichen-Hainbuchenwälder war damals die untere Stufe des subalpinen Fichten-Lärchen-Kiefern-Waldes getreten, dessen Untergrenze auf den benachbarten Gebirgen gegenwärtig rund 1000 m höher gelegen ist. Ob eine derart geringe Jahresmittel-Temperatur allerdings ausgereicht haben kann, eine Transgression des Weltmeeres zu erzeugen (Brotzen, 1961), ist fraglich, besonders, da wir nicht wissen, in wie starkem Maße sich vorher das Meer zurückgezogen hatte. Es ist allerdings ebenfalls denkbar, daß das Klima während des Stillfried-B-Interstadials zwar in dem geschilderten Maße trockener als heute war, daß die Jahresmitteltemperaturen aber doch höher lagen, als oben angenommen worden ist. Dann müßte der unbedeutende Vorstoß edler Laubhölzer einwanderungsgeschichtlich erklärt werden; denn es ist in diesem Falle denkbar, daß die mehrmaligen Oszillationen des Klimas während des Stillfried B-Interstadials, von denen eingangs die Rede war, nicht die klimatisch mögliche Wiederbewaldung zugelassen hatten. Die vorliegenden Untersuchungen reichen nicht aus, um zwischen diesen Möglichkeiten zu entscheiden, oder um eine andere Ursache zu erkennen. Weitere pollenanalytische Beobachtungen können hier ein gutes Stück weiterführen.

2. Über die eiszeitlichen Steppen im Ostteil Niederösterreichs

In den vorangegangenen Ausführungen ist mehrfach auf die eiszeitlichen Lößsteppen verwiesen worden, ohne daß diese bisher genauer charakterisiert worden sind. Die Zähltabelle und Abb. 5 zeigen nun, daß die Zusammensetzung der Nichtbaumpollen-Flora innerhalb der einzelnen untersuchten Horizonte außerordentlich stark voneinander verschieden ist. Da sich diese Unterschiede nicht nur auf die entomogamen, sondern auch auf die anemogamen Pflanzen der Krautschicht erstrecken, müssen innerhalb der Löß-Steppenvegetation zu verschiedenen Zeiten, wahrscheinlich aber auch in unterschiedlichen Gebieten (vgl. jüngster Löß von Oberfellabrunn und der mehr oder weniger gleichalte älteste untersuchte Löß in Stillfried, Abb. 5), von einander abweichende Pflanzengemeinschaften vorgekommen sein. Es kann also nicht von der Löß-Steppe als einem pflanzengeographischen Typ schlechthin gesprochen werden.

In nahezu allen untersuchten Löß-Horizonten sind die *Gramineae* mit hohen Prozentsätzen vertreten. Dies ist angesichts der in dieser Familie weitaus vorherrschenden Anemogamie, damit aber auch der hohen Pollenproduktion und leichten Verwehbarkeit des Blütenstaubs, nicht verwunderlich. Desto erstaunlicher ist es, daß der jüngste Löß in Stillfried, der bereits früher als besonders reich an Pollen xerophiler Pflanzen gekennzeichnet worden ist (Tabelle 1), nur einen außerordentlich geringen Gramineen-Anteil aufweist (2,9%), im Gegensatz zu dem hohen Gehalt an Pollen der *Chenopodiaceae*, aber auch verschiedener anderer Kräuter, so besonders derjenigen des *Potentilla*-Pollentyps. Diese Besonderheiten in der NBP-Flora des jüngsten Lösses von Stillfried, wie aber auch die Beobachtung, daß bisher nur in diesem Lößhorizont Pollen von *Dryas* vorgekommen ist und daß die Menge des *Gentiana Campestris*-Pollentyps in ihm recht hohe Werte erreicht, streicht noch einmal die Sonderstellung derjenigen Löß-Steppenvegetation heraus, die nach unseren bisherigen Kenntnissen während des Kältemaximums der letzten Eiszeit geherrscht hat.

Der hohe Anteil der *Chenopodiaceae*-Pollen an der NBP-Flora dieses jüngsten Lösses einerseits, sowie die bemerkenswerte Tatsache, daß die Chenopodiaceen-Pollen in diesem Löß nur durch einen einzigen Typ vertreten sind, wohingegen alle älteren Lösse eine große Vielzahl der verschiedensten Chenopodiaceen-Pollentypen aufweisen, auch wenn ihr Anteil an der gesamten NBP-Summe nur gering ist, läßt Artbestimmungen wünschenswert erscheinen. Umfangreiche eigene Kontroll-Untersuchungen an rezentem Vergleichsmaterial (z. T. in dem Subdepartment of Quaternary Research in Cambridge durchgeführt, wofür auch an dieser Stelle Herrn Professor Dr. H. Godwin sehr herzlich gedankt sei), haben aber bedauerlicherweise gezeigt, daß entgegen den Angaben von Monoszon

(1952) und GAMS (1958) eine palynologische Bestimmung der Arten und Gattungen dieser Familie gegenwärtig noch nicht möglich ist.

Ein ebenfalls hervorstechendes Charakteristikum der fossilen Steppenflora dürfte sein, daß die windblütige *Artemisia* mit Ausnahme des ältesten Lösses von Oberfellabrunn und desjenigen des Holzkohlenhorizontes von Stillfried B nur von untergeordneter Bedeutung gewesen ist, so daß die damalige Vegetation sicher nicht als *Artemisia*-Steppe bezeichnet werden darf, sondern eher als verschiedene Typen einer gräserreichen Kräutersteppe angesehen werden muß. Daß aber selbst unter den Gramineen zu den verschiedensten Zeiten recht unterschiedliche Gattungen und Arten beteiligt waren, geht aus den größenstatistischen Beobachtungen hervor, deren Ergebnisse in Abb. 1 zusammengetragen sind. Denn, obwohl eine weitere Bestimmung der Gramineen-Pollen, etwa nach den Angaben von BEUG (1961), bisher aus Zeitgründen noch nicht durchgeführt worden ist, wird aus dieser Abbildung deutlich, daß die Gramineenflora zu den verschiedenen Zeiten aus abweichenden Gattungen und Arten bestanden hat.

In den jüngeren Lössen ist verschiedentlich *Plantago* recht wichtig. Hierbei zeigt es sich schnell, daß die echten Lösse durch einen relativ hohen Gehalt an *Plantago maritima*-Pollen gekennzeichnet sind, der innerhalb des Holzkohlenhorizonts von Stillfried B auf nur sehr geringe Werte absinkt (Tabelle 3).

Tabelle 3

Anteil der einzelnen *Plantago*-Pollentypen an der Gesamtzahl der *Pantago*-Pollen (absolute Werte)

Lokalität und Horizont	*lanceolata*	*Plantago maior/media*	*maritima*
Stillfried:			
Stillfried B	6	16	7
Liegender Löß	13	25	30
Oberfellabrunn:			
Jüngster Löß	9	18	17

Die älteren Lösse und der jüngste Löß in Stillfried eignen sich leider nicht zu derartigen Analysen, weil in ihnen *Plantago* nur mit geringen Werten vertreten ist. Das Auftreten von *Plantago maritima*, als einer halophilen Art, läßt an Böden denken, die unter dem extrem trocken-kalten Klima versalzen waren. Diese Ansicht ist schon früher von MONOSZON (1957, 1961) auf Grund des angeblichen Vorkommens von Pollen halophiler *Chenopodiaceae*, wie etwa *Suaeda confusa, S. caniculata, Salsola* sp., *Kochia prostrata, Salicornia herbacea, Petrosimonia* sp. u. a. für mittelrussische hochglaziale Sedimente behauptet worden. Wie bereits oben erwähnt worden ist, lassen aber eigene Kontroll-Untersuchungen an rezentem Vergleichsmaterial diese Artbestimmungen nicht zu. Ob also der Salzgehalt des Bodens während des Hochglazials infolge der klimatischen Gegebenheiten allgemein besonders erhöht war, oder ob sich in dem gehäuften Auftreten von *Plantago maritima* in letzteiszeitlichen Sedimenten, die älter als das „Stillfried B" sind, nur lokale Besonderheiten des auch heute durch seine halophile Flora bekannten Gebietes am Unterlauf der March abzeichnen, ist vorläufig nicht zu beantworten. Allerdings sprechen der geringe Anteil der *Plantago maritima*-Pollen in der offenen Vegetation zur Zeit der unter einem humideren Klima erfolgenden Bildung des Stillfried B-Bodens sowie die von FLORSCHÜTZ (1958) aus den Niederlanden mitgeteilten Funde (38 100 ± 500 v. h.) makroskopischer Reste der halophilen *Blysmus rufus, Corispermum* sp., *Triglochin maritima* und *Zannichellia palustris* ssp. *pedicellata* für die Richtigkeit der Annahme, daß mindestens während des ersten Teiles der Würm-Eiszeit die Böden Mitteleuropas aus klimatischen Gründen verschiedentlich versalzen waren. Weshalb diese Salzanreicherung in den oberen

Bodenhorizonten während des viel extremer trocken-kalten Abschnittes der Letzten Eiszeit nach dem Stillfried B-Interstadial in den untersuchten Profilen nicht oder nicht so deutlich nachgewiesen werden kann, dürfte wohl erst dann zu erklären sein, wenn wir über mehr Angaben über Ausmaß und Mächtigkeit des Dauerfrostes innerhalb der einzelnen Abschnitte der Würm-Eiszeit verfügen.

In der spätglazialen Vegetation Europas sind Pflanzengemeinschaften recht wichtig gewesen, in denen neben *Artemisia* noch *Helianthemum, Filipendula* und *Thalictrum* eine bisweilen recht große Rolle gespielt hatten. Daß *Artemisia* in den eiszeitlichen Steppen Niederösterreichs nicht wesentlich hervorgetreten ist, wurde bereits gesagt. Aber auch die Bedeutung der anderen heliophilen Spätglazialpflanzen ist in den Löß-Pollenfloren außerordentlich gering. Diese Beobachtung wird noch bestätigt durch das fast völlige Fehlen von *Ephedra* in allen Proben. Vielleicht war das Klima für die erwähnten Charakterpflanzen des Spätglazials doch bereits zu kalt. Zu Gunsten dieser Ansicht könnte gewertet werden, daß diejenige Gattung, deren heutiger Verbreitungsschwerpunkt auf die geringste Kälteresistenz schließen läßt, nämlich *Filipendula*, insgesamt in den untersuchten Proben am seltensten vorkommt; *Helianthemum*, deren einzelne Vertreter gegenwärtig bis in die alpine Region hinaufsteigen, kam damals etwas häufiger vor, und *Thalictrum*, das mit einzelnen Arten noch heute in der alpinen Region und in der Tundra vertreten ist, wird in den Präparaten am häufigsten verzeichnet. Unabhängig davon, ob diese Interpretation zutrifft, kann aus der geringen Bedeutung der für das Spätglazial so charakteristischen Pflanzen geschlossen werden, daß die Vegetation der eiszeitlichen Lößsteppen Niederösterreichs nicht mit derjenigen der spätglazialen Steppenvegetation identisch gewesen ist.

Während der Letzten Eiszeit war auch in dem Untersuchungsgebiet der Boden über längere Zeiten hinweg ewig gefroren, und der Frost verursachte starke Deformationen und Kryoturbationen in den Sedimenten auf den älteren Teilen des Reliefs, so etwa auf der „Gänserndorfer Terrasse" (Fink, 1955). Diese klimatischen Verhältnisse lassen einen damaligen Vorstoß der Tundrenvegetation bis an den Nordfuß der Alpen möglich erscheinen. Bemerkenswerterweise konnten jedoch mit Ausnahme des jüngsten Lösses bei Stillfried, wo, wie bereits erwähnt, wenige Pollenkörner von *Dryas*, aber auch zwei Pollenkörner von cf. *Koenigia islandica* gezählt worden sind, in den untersuchten Proben niemals Hinweise auf eine eiszeitliche Tundrenvegetation gefunden werden. Abgesehen von dem Fehlen oder der nur untergeordneten Bedeutung der schon aus edaphischen Gründen kaum zu erwartenden *Cyperaceae* und *Juncaceae*, fällt das vollständige Fehlen von *Ericaceae*- und *Empetrum*-Pollen besonders auf. Vereinzelt wurde *Oxyria* beobachtet (vgl. Abb. 5), aber unter etwa 16 000 PK wurde kein einziges Korn von *Polemonium* registriert. Außerdem ist die qualitative Zusammensetzung der hier mitgeteilten Pollenspektren ganz anders, als etwa die von Firbas (1934) und Aario (1940, 1944) aus der Tundra beschriebenen Pollenspektren rezenter Oberflächenproben vermuten lassen. Dieser Befund führt zu der Frage, ob die eiszeitliche offene Vegetation überhaupt mit den heutigen Tundren oder Steppen verglichen werden kann. Um hierauf eine Antwort zu finden, sind in Abb. 6 auf der Karte der letzteiszeitlichen Vegetation Nord-Eurasiens (Frenzel, 1960) Sektoren-Diagramme der hochglazialen offenen Vegetation eingetragen, wobei die Prozentwerte bestimmter bezeichnender Gruppen, nämlich von *Artemisia, Gramineae, Chenopodiaceae, Cyperaceae* und verschiedenen Kräutern zusammengefaßt sind (Literatur bei Frenzel, 1960, 1962, 1963; Firbas & Frenzel, 1960, 1961). Zum Vergleich sind auf dieser Abbildung Pollenspektren rezenter Pflanzengemeinschaften aufgetragen, und zwar von Steppen und Halbwüsten des Kaspi-See-Gebietes (Fedorova, 1955), von nordeuropäischen Tundren (Aario, 1940, 1944), sowie von einer arktischen Steppengesellschaft auf der Taimyr-Halbinsel (Zaklinskaja, 1959). Wie Abb. 6 zeigt, kann innerhalb der letzteiszeitlichen offenen Vegetation Nord-Eurasiens ein nördlicher und sibirischer Typ einerseits unterschieden werden, der in der Regel durch sehr hohe Anteile von *Artemisia*, verschiedenen Kräutern und Gramineen gekennzeichnet wurde, bei nur untergeordneter Beteiligung der

Chenopodiaceae; ihm steht andererseits der südliche Typ der eiszeitlichen offenen Vegetation gegenüber, der durch die oft absolute Vorherrschaft der *Chenopodiaceae* charakterisiert wird, wohingegen in ihm besonders *Artemisia* und die Gramineen, vielfach aber auch die verschiedenen Kräuter zurücktreten. Wie weit das für Niederösterreich angegebene Pollenspektrum des jüngsten Lösses von Stillfried einen eigenen, westlichen Typ der eiszeitlichen offenen Vegetation darstellt, müssen weitere pollenanalytische Untersuchungen erst zeigen. Bei einem Vergleich dieser eiszeitlichen Pollenspektren mit denen der rezenten offenen Vegetationstypen fällt auf, daß die beiden herausgeschälten Spektrentypen nicht mit denjenigen der heutigen Vegetation vergleichbar sind: Der hohe Chenopodiaceen-Anteil nähert zwar den Typ der südlichen eiszeitlichen Vegetation demjenigen der heutigen Halbwüsten des Kaspi-See-Gebietes. Die gegenwärtigen Halbwüsten fallen aber durch das nahezu völlige Fehlen anderer Kräuter auf, wie auch durch den sehr geringen Anteil an Gramineen-Pollen (die Pollenspektren der rezenten Oberflächenproben aller zum Vergleich betrachteter Gebiete stellen Mittelwerte aus einer größeren Zahl von Einzel-Untersuchungen dar). Die heutigen Steppen dieses Gebietes sind jedoch bezüglich ihres hohen *Artemisia*-Pollengehaltes mit dem nördlichen eiszeitlichen Vegetationstyp vergleichbar; sie unterscheiden sich aber von ihm durch den nur sehr geringen Anteil an anderen Kräutern, sowie durch das Fehlen der Cyperaceen. Die heutige nordeuropäische Tundrenvegetation ist wiederum nicht direkt mit einem der beiden eiszeitlichen Vegetationstypen vergleichbar, weil in ihr Artemisien und Chenopodiaceen völlig fehlen. Das Fehlen der Chenopodiaceen in den Oberflächenproben der Taimyr-Halbinsel weist aber bei sonst recht guter Übereinstimmung mit dem nördlichen eiszeitlichen Vegetationstyp darauf hin, daß auch diese Pflanzengemeinschaft nicht als direkter Nachkomme der eiszeitlichen offenen Vegetation angesehen werden kann.

Aus dem Gesagten geht somit hervor, daß die eiszeitliche offene Vegetation des Untersuchungsgebietes, wie aber auch der weiten Löß-Landschaften in den übrigen Gebieten Nord-Eurasiens, nicht mit der Nomenklatur der heutigen Tundren, Steppen oder Halbwüsten beschrieben werden kann, sondern daß sie aus besonderen, heute mindestens in größerem Maße nicht mehr existierenden Typen bestand, die zeitlich und räumlich deutlich voneinander unterschieden waren. Am ehesten lassen sich die jungpleistozänen offenen Vegetationstypen Niederösterreichs, in denen damals Löß akkumuliert wurde, noch als gramineenreiche Kräutersteppen bezeichnen, in denen zeitweise (so besonders während des Kältemaximums der Letzten Eiszeit) einzelne Elemente der heutigen Tundrenflora vorhanden waren, ohne daß von ihnen damals echte Pflanzengesellschaften der heutigen Tundren gebildet worden sind. Wie weit die Bedeutung der Tundrenflora während der durch eine heftige Solifluktion gekennzeichneten Abschnitte der Letzten Eiszeit auch in dem Untersuchungsgebiet zugenommen hatte, müssen künftige Arbeiten zeigen.

Die vorliegenden Untersuchungen wurden mit Unterstützung der Deutschen Forschungsgemeinschaft durchgeführt. Meiner Technischen Assistentin, Fräulein Birgit Lüttcher, danke ich für die verständnisvolle Mitarbeit.

Literaturverzeichnis

Aario, L.: Waldgrenzen und subrezente Pollenspektren in Petsamo Lappland. - Ann. Acad. Sci. Fennicae, Ser. A, **54**, Nr. 8, 120 S., Helsinki 1940. - - Über die pollenanalytischen Methoden zur Untersuchung von Waldgrenzen. - Geol. Fören. Förhandl. **66**, 337-354, Stockholm 1944.

Andersen, S. Th.: Vegetation and its Environment in Denmark in the Early Weichselian Glacial (Last Glacial). - Danmarks geol. Unders., II. Raekke, Nr. 75, 175 S., Kopenhagen 1961.

Andersen, S. Th., H. de Vries, and W. H. Zagwijn: Climatic Change and Radiocarbon Dating in the Weichselian Glacial of Denmark and the Netherlands. - Geologie en Mijnbouw, N. S. **22**, 38-42, Delft 1960.

ASSARSON, G., och E. GRANLUND: En metod för pollenanalys av minerogena jordarter. - Geol. Fören. Förhandl. **46**, 76-82, Stockholm 1924.

BEUG, H.-J.: Leitfaden der Pollenbestimmung. - Stuttgart 1961.

BIRKENMAJER, K., i. A. SRODON: Interstadiał oryniacki w Karpatach. - Z badań czwartorzędu w Polsce **9**, 9-70, Warschau 1960.

BRANDTNER, F.: Über die relative Chronologie des jüngeren Pleistozäns Niederösterreichs. - Archaeologia Austriaca **5**, 101-113, Wien 1950. - - Jungpleistozäner Löß und fossile Böden in Niederösterreich. - Eiszeitalter u. Gegenw. **4/5**, 49-82, 1954. - - Lößstratigraphie und paläolithische Kulturabfolge in Niederösterreich und in den angrenzenden Gebieten. - Eiszeitalter u. Gegenw. **7**, 127-175, 1956.

BROTZEN, F.: An Interstadial (Radiocarbon Dated) and the Substages of the Last Glaciation in Sweden. - Geol. Fören. Förhandl. **83**, 144-150, Stockholm 1961.

BRUNNACKER, K.: Regionale Bodendifferenzierungen während der Würmeiszeit. - Eiszeitalter u. Gegenw. **7**, 43-48, 1956. - - Die Geschichte der Böden im jüngeren Pleistozän in Bayern. - Geologica Bavarica **34**, 95 S., München 1957. - - Bemerkungen zum Profil Hörmating/Obb. - Eiszeitalter u. Gegenw. **13**, 125-128, 1962.

DIBNER, V. D.: Neue Angaben zur Paläogeographie des Anthropogens von Franz-Joseph-Land im Lichte neuer Radiocarbon-Daten. - Doklady Akad. Nauk SSSR **138**, 893-894, Moskau 1961 (russ.).

DIMBLEBY, G. W.: Soil Pollen Analysis. - Journal of Soil Sciences. - **12**, 1-11, Oxford 1961 (a). - - Transported Material in the Soil Profile. - Journal of Soil Sciences. - **12**, 12-22, Oxford 1961 (b).

DUMAIT, P.: Le vibroséparateur. - Pollen et Spores **4**, 311-316, Paris 1962(a). - - Le vibroséparateur et son emploi dans la concentration des pollens contenus dans les sédiments. - C. R. Acad. Sci. Paris **255**, 1637-1639, 1962.

EBERS, E.: Drumlinkerne, ältere Würmschotter und das Würm-Interstadial-Profil von Hörmating/Obb. - Eiszeitalter u. Gegenw. **11**, 64-76, 1960.

FEDOROVA, R. V.: Waldphasen in der spät-holozänen Vegetationsgeschichte des Stavropol- und Ergeni-Gebietes. - Trudy Inst-a Geografii, Akad. Nauk SSSR, **63**; Materialy po geomorf. i paleogeografii SSSR **13**, 57-127, Moskau 1955 (russ.). - - Der Transport der Graspollen in der Luft. - Trudy Inst-a Geografii, Akad. Nauk SSSR **77**; Materialy po geomorf. i paleogeografii, SSSR **21**, 145-156, Moskau 1959 (russ.).

FELGENHAUER, F., J. FINK & H. DE VRIES: Studien zur absoluten und relativen Chronologie der fossilen Böden in Österreich. I. Oberfellabrunn. - Archaeologia Austriaca **25**, 35-73, Wien 1959.

FINK, J.: Das Marchfeld. - Verhandl. geol. Bundesanstalt, Sonderheft D, 88-116, Wien 1955. - - Leitlinien einer österreichischen Quartärstratigraphie. - Mitt. geol. Ges. Wien **53**, 249-266, 1960. - - Die Gliederung des Jungpleistozäns in Österreich. - Mitt. geol. Ges. Wien **54**, 1-25, 1962(a). - - Studien zur absoluten und relativen Chronologie der fossilen Böden in Österreich. II. Wetzleinsdorf und Stillfried. - Archaeologia Austriaca **31**, 1-18, Wien 1962(b).

FIRBAS, F.: Über die Bestimmung der Walddichte und der Vegetation waldloser Gebiete mit Hilfe der Pollenanalyse. - Planta **22**, 109-145, Berlin 1934. - - Waldgeschichte Mitteleuropas, I, 480 S., Jena 1949; II, 256 S., Jena 1952. - - Über das *Fagus*-Vorkommen im „Interglazial" von Wasserburg am Inn (Oberbayern). - Veröff. Geobot. Inst. Rübel Zürich **33**, 81-90, 1958.

FIRBAS, F., & F. BROIHAN: Das Alter von Trockentorfschichten im Hils. - Planta **26**, 291-302, Berlin 1936.

FIRBAS, F. & B. FRENZEL: Floren- und Vegetationsgeschichte seit dem Ende des Tertiärs. - Fortschritte der Botanik **22**, 87-111, Berlin 1960. - - Floren- und Vegetationsgeschichte seit dem Ende des Tertiärs. - Fortschritte der Botanik **23**, 139-151, Berlin 1961.

FLORSCHÜTZ, F.: Steppen- und Salzsumpfelemente aus den Floren der letzten und vorletzten Eiszeit in den Niederlanden. - Flora **146**, 489-492, Jena 1958.

FLORSCHÜTZ, F. & J. MENENDEZ AMOR: Un fenomeno periglaciar en Asturias y algunas consideraciones y deduciones relativas a la formacion y datacion palinologica de suelas. - Boletin de la Real Soc. Espań. de Hist. Natural **57**, 133-140, Madrid 1959.

FRENZEL, B.: Die Vegetations- und Landschaftszonen Nord-Eurasiens während der letzten Eiszeit und während der postglazialen Wärmezeit. II. Teil: Rekonstruktionsversuch der letzteiszeitlichen und wärmezeitlichen Vegetation Nord-Eurasiens. - Abh. math.-nat. Kl. Akad. Wiss. u. Lit. 1960, Nr. 6, 290-453, Mainz 1960. - - Floren- und Vegetationsgeschichte seit dem Ende des Tertiärs. - Fortschritte der Botanik **24**, 101-122, Berlin 1962. - - Floren- und Vegetationsgeschichte seit dem Ende des Tertiärs. - Fortschritte der Botanik **25**, 172-189, Berlin 1963.

FREY, D. G.: A Differential Flotation Technique for Receiving Microfossils from Inorganic Sediments. - New Phytologist 54, 257-258, London 1955.

GAMS, H.: Beiträge zur Nichtbaumpollen-Diagnostik. - Abh. naturw. Ver. Bremen 35, 242-248, 1958.

GIJZEL, P. VAN: Autofluorescence and Age of Some Fossil Pollen and Spores. - Proc. Koninkl. Nederl. Akad. van Wetensch., Ser. B., 64, 56-63, Amsterdam 1961.

GREGUSS, P.: Xylotomische Bestimmung der heute lebenden Gymnospermen. - 308 S., Budapest 1955.

GRIČUK, V. P.: Beiträge zur paläobotanischen Charakterisierung pleistozäner und pliozäner Sedimente im Nordwest-Teil der Prikaspijskaja Nizmennost'. - Trudy Inst-a Geogr., Akad. Nauk SSSR, 61; Materialy po geomorf. i paleogeografii SSSR 11, 5-79, Moskau 1954 (russ.).

GROSS, H.: Die Bedeutung des Göttweiger Interstadials im Ablauf der Würm-Eiszeit. - Eiszeitalter u. Gegenw. 11, 99-106, 1960(a). - - Die Lösung des Problems der Gliederung der Letzten Eiszeit in Mitteleuropa. - Forschungen u. Fortschr. 34, 297-301, Berlin 1960(b).

HAFSTEN, U.: Pleistocene Development of Vegetation and Climate in the Southern High Plains as Evidenced by Pollen Analysis. - - In: WENDORF, F.: Paleoecology of the Llano Estacado. - Museum of New Mexico, Nr. 1, 59-91, 1961.

HALLIK, R.: Eine Flüssigkeit zur Trennung von organischem Material und Sand für die Pollenanalyse. - Neues Jahrb. Geol. Paläont., Monatshefte, 188-189, Stuttgart 1957.

KLIMA, B., & J. KUKLA: Absolute Chronological Data of Czechoslovak Pleistocene. - Czwartorzed Europy środkowej i wschodniej. 1, Instytut Geol., Prace 34, 171-174, Warszawa 1961.

KLIMA, B., J. KUKLA, V. LOŽEK, H. DE VRIES: Stratigraphie des Pleistozäns und Alter des paläolithischen Rastplatzes in der Ziegelei von Dolni Vestonice (Unter Wisternitz). - Anthropozoikum 11, 93-145, Prag 1961.

KNEBLOVÁ, V.: Fytopaleontologický rozbor uklíků z paleolitického sídliste v Dolnich Vestonicich. - Anthropozoikum 3, 297-299, Prag 1953. - - Die jungpleistozäne Flora aus Sedimenten bei Český Těšín (letztes Glazial). - Preslia 35, 52-64, Prag 1963.

KUKLA, J., and V. LOŽEK: Loesses and Related Deposits. - Czwartorzęd Europy środkowej i wschodniej, I, Instytut Geol., Prace 34, 11-28, Warszawa 1961.

KUKLA, J., V. LOŽEK & J. BARTA: Das Lößprofil von Nové Mesto im Waagtal. - Eiszeitalter u. Gegenw. 12, 73-91, 1962.

KUYL, O. S.: The Pollen Preparation of Calcareous Sediments. - Mededel. van de Geol. Stichting, N.S., 13, 27-28, Haarlem 1961.

LEROI-GOURHAN, A.: Flores et climates du paléolithique récent. - C. R. du Congrès préhist. de France. Monaco 1959; 1-6, Le Mans 1960.

LIEBEROTH, I.: Ein Beitrag zum Klima und zur Chronologie des Jungpleistozäns. - Forschungen und Fortschr., 36, 73-77, Berlin 1962.

LOMAEVA, E. T.: Sporomorphenkomplexe der südukrainischen Lösse. - Trudy Inst-a Geol. Nauk Akad. Nauk USSR, Ser. geomorf. i četvert. geol., 1, 89-94, Kiew 1957 (russ.). - - Geschichte der pollenanalytischen Erforschung quartärer (anthropogener) Sedimente der USSR. - Četvertičnyj Period. 13-15, 323-338, Kiew 1961a. (russ.) - - Einige Ergebnisse von Pollenanalysen quartärer Sedimente der Ukrainischen SSR. - Materialy vsesojuznogo soveščanija po izuč. četvert. per., I, 304-308, Moskau 1961b (russ.).

LOŽEK, V.: Měkkýši československého kvartéru. - Rozpravy Ústředního ústavu geologického 17, 510 S., Praha 1955. - - Development of Fauna and Flora: Mollusca. - Czwartorzed Europy środkowej i wschodniej, I, Instytut Geol., Prace 34, 119-124, Warschau 1961.

LOŽEK, V., & J. KUKLA: Das Lößprofil von Leitmeritz an der Elbe, Nordböhmen. - Eiszeitalter u. Gegenw. 10, 81-104, 1959.

LUBLINER-MIANOWSKA, K.: Pollen Analysis of the Surface Samples of Bottom Sediments in the Bay of Gdansk. - Acta Soc. Bot. Poloniae 31, 305-312, Warschau 1962.

LÜDI, W.: Die Pollensedimentation im Davoser Hochtal. - Bericht über d. Geobot. Forsch.-Inst. Rübel. f. d. Jahr 1936, 107-127, Bern 1937. - - Die Pflanzenwelt des Eiszeitalters im nördlichen Vorland der Schweizer Alpen. - Veröff. d. Geobot. Inst. Rübel in Zürich 27, 208 S., Bern 1953.

MARKOVIČ-MARJANOVIČ, J.: Sedimenti Metohiie i odredivanje donje granice kvartara. - Rep. of the Fifth Meeting of the Geol. of the F.P.R. of Yugoslavia, 181-192, Belgrad 1962.

MAL'GINA, E. A.: Zum Problem der Entstehung von Pollenspektren in den Wüsten Mittel-Asiens. - Trudy Inst-a Geografii, Akad. Nauk SSSR, 77; Materialy po geomorf. i paleogeografii SSSR, 21, 113-138, Moskau 1959 (russ.).

MARCHESONI, V.: Lineamenti paleobotanici dell'interglaciale Riss-Würm nella pianura Padana. - Nuovo Giorn. Bot. Ital., 67, 306-311, Florenz 1960.

MEUSEL, H.: Vergleichende Arealkunde. Einführung in die Lehre von der Verbreitung der Gewächse mit besonderer Berücksichtigung der mitteleuropäischen Flora. 2, Berlin 1943.

MONOSZON, M.: Beschreibung des Pollens der in der UdSSR wachsenden Chenopodiaceen. - Trudy Inst-a Geografii, Akad. Nauk SSSR, **52**, 127-207, Moskau 1952 (russ.). - - Vertreter der Familie der *Chenopodiaceae* in eiszeitlichen Sedimenten des Europäischen Teiles der UdSSR. - Tezisy dokladov vsesojuznogo mežvedomstvennogo soveščanija po izučeniju četvert. per. Sekcija istorii iskopaemoi flory i fauny, 14-15, Moskau 1957 (russ.). - - Der Transport der Chenopodiaceenpollen in der Luft. - Trudy Inst-a Geografii, Akad. Nauk SSSR, *77;* Materialy po geomorf. i paleogeografii SSSR, **21**, 157-165, Moskau 1959 (russ.). - - Über Pollenfunde von Vertretern der Chenopodiaceen in quartären Sedimenten des europäischen Teiles der UdSSR. - Materialy vsesojuznogo soveščanija po izuč. četvert. per., **I**, 317-330, Moskau 1961 (russ.).

MOSKVITIN, A. I.: Pleistozäne Sedimente und die Entstehungsgeschichte des Wolgatales im Mittellauf dieses Flusses. - Trudy Geol. Inst-a, Akad. Nauk SSSR, **12**, 210 S., 1958 (russ.). - - Das Pleistozän am Unterlauf der Wolga. - Trudy Geol. Inst-a Akad. Nauk SSSR, **64**, 263 S., Moskau 1962 (russ.).

MÜLLER, P.: Pollenanalytische Untersuchungen im Gebiet des jüngeren Deckenschotters und Lösses im Frauenwald zwischen Rheinfelden und Olsberg. - Veröff. d. Geobot. Inst. Rübel in Zürich **33**, 165-174, Bern 1958.

MULLENDERS, W., et A. MUNAUT: Recherches palynologiques sur les sols sableux du district picardo-brabançon. - Bull. de la Soc. Roy. de Botan. de Belgique **92**, 271-272, Brüssel 1960.

NEHRING, A.: Über Tundren und Steppen der Jetzt- und Vorzeit, mit besonderer Berücksichtigung ihrer Fauna. - Berlin 1890.

OŠURKOVA, M. V.: Beschreibung der Pollenformen einiger *Betula*-Arten, die im Gebiet der UdSSR gedeihen. - Problemy Botaniki 4, 68-91, Moskau-Leningrad 1959 (russ.).

PAAS, W.: Rezente und fossile Böden auf niederrheinischen Terrassen und deren Deckschichten. - Eiszeitalter u. Gegenw. **12**, 165-230, 1962.

POTTER, L. D., & J. ROWLEY: Pollen Rain and Vegetation, San Augustin Plains, New Mexiko. - Botanical Gazette **122**, 1-25, Chicago 1960.

PROŠEK, F., i. V. LOŽEK: Spražový profil v Bance u Pieštan (Západni Slovensko). - Anthropozoikum **3**, 301-323, Prag 1953. - - Výzkum sprašového profilu v Zamarovcích u Trenčina. - Anthropozoikum 4, 181-211, Prag 1954. - - Stratigraphische Übersicht des tschechoslowakischen Quartärs. - Eiszeitalter u. Gegenw. 8, 37-90, 1957.

REICH, H.: Die Vegetationsentwicklung der Interglaziale von Großweil-Ohlstadt und Pfefferbichl im bayerischen Alpenvorland. - Flora **140**, 386-443, Jena 1953.

REMPE, H.: Untersuchungen über die Verbreitung des Blütenstaubes durch die Luftströmungen. - Planta **27**, 93-147, Berlin 1938.

REMY, H.: Der Löß am unteren Mittel- und Niederrhein. - Eiszeitalter u. Gegenw. **11**, 107-120, 1960.

SCAMONI, A.: Beobachtungen über den Pollenflug der Kiefer und Fichte. - Forstwiss. Centralbl. **68**, 735-751, Berlin 1949.

SCHÜTRUMPF, R.: Die pollenanalytische Datierung der altsteinzeitlichen Funde. - In: BOHMERS, A.: Die Höhlen von Mauern. - Palaeohistoria 1, 10-20, Groningen 1951.

SCHWABEDISSEN, H.: Fällt das Aurignacien ins Interstadial oder ins Interglazial? - Germania **34**, 12-41, Berlin 1956.

SELLE, W.: Die Pollenanalyse von Ortstein-Bleichsandschichten. - Beih. z. Botan. Centralbl. **60 B**, 525-549, Dresden 1940.

ŚRODON, A.: Pollen Spectra from Spitsbergen. - Folia Quaternaria **3**, 17 S., Kraków 1960.

TERASMAE, J.: On the Pollen Morphology of *Betula nana* L. - Svensk bot. Tidskr. **45**, 358, Stockholm 1951.

TICHOMIROV, B. A.: Angaben über den Transport von Baumpollen über die nördliche Waldgrenze hinaus. - Doklady Akad. Nauk SSSR **71**, 753-755, Moskau 1950 (russ.).

UNGER, K. P., & D. RAU: Gliederung und Altersstellung der Lößablagerungen im Thüringer Becken und dessen Randgebiet. - Czwartorzęd Europy środkowej i wschodniej, **I**, Instytut Geol., Prace **34**, 227-235, Warszawa 1961.

VARESCHI, V.: Blütenpollen im Gletschereis. - Zs. f. Gletscherkunde **23**, 255-276, Berlin 1935. - - Pollenniederschlag in den Hochalpen. - Zs. f. d. gesamte Naturwiss., 62-74, Braunschweig 1940.

VELIČKO, A. A.: Geologičeskij vozrast verchnego paleolita central'nych rajonov russkoj ravniny. - 296 S., Moskau 1961.

WELTEN, M.: Beobachtungen über den rezenten Pollenniederschlag in alpiner Vegetation. - Bericht über d. Geobot. Forsch.-Inst. Rübel f. d. Jahr 1949; 48-57, Bern 1950. - - Bodenpollen als Dokumente der Standorts- und Bestandsgeschichte. - Veröff. d. Geobot. Inst. d. E.T.H. Stiftung Rübel, in Zürich, **37**, 330-345, Bern 1962.

WENDELBERGER, G.: Die Auenwälder an der mittleren und unteren Donau. - Allgemeine Forstzeitung **72**, Folge 3/4, 3 S., Wien 1961.

WOLDSTEDT, P.: Die letzte Eiszeit in Nordamerika und Europa. - Eiszeitalter u. Gegenw. 11, 148-165, 1960. - - Über die Gliederung des Quartärs und Pleistozäns. - Eiszeitalter u. Gegenw. 13, 115-124, 1962.

ZAGWIJN, W. H.: Vegetation, Climate and Radiocarbon Datings in the Late Pleistocene of the Netherlands. Part I: Eemian and Early Weichselian. - Mededelingen Geol. Stichting, N.S. 14, 15-45, Haarlem 1961.

ZAKLINSKAJA, E. D.: Sporomorphenspektren pleistozäner Sedimente aus dem Fundgebiet des Taimyr-Mammut. - In: MARKOV, K. K., i A. I. POPOV: Lednikovyj period na territorii evropejskoj časti SSSR i Sibiri. 276-300, Moskau 1959 (russ.).

ZOLYOMI, B.: Die Entwicklungsgeschichte der Vegetation Ungarns seit dem letzten Interglazial. - Acta Biologica Acad. Scient. Hungaricae 4, 367-430, Budapest 1953.

Manuskr. eingeg. 21. 8. 1963.

Anschrift des Verfassers: Hochschuldozent Dr. Burkhard Frenzel, Botanisches Institut der Technischen Hochschule München; 805 Freising-Weihenstephan.

Eiszeitalter und Gegenwart	Band 15	Seite 40-43	Öhringen/Württ., 1. November 1964

Eine begrabene Solifluktionsdecke und ihr Einfluß auf die heutige Vegetation

Beobachtungen auf einer Bliesterrasse (Saarland)

Von Gerhard Hard, Bonn

Mit 2 Abbildungen im Text

Zusammenfassung: In einer vermutlich rißeiszeitlichen Bliesterrasse war unter 25-50 cm fluviatilem Sand eine Solifluktionsdecke aus hellen Mergeln und Kalksteinbrocken aufgeschlossen, deren Oberfläche von einem Eiskeilspaltennetz überzogen war. Über der begrabenen Wanderschuttdecke zeigte die Wiesenvegetation der Terrasse deutliche Veränderungen in der Artengarnitur, mit deren Hilfe die Ausdehnung der Decke oberflächlich recht genau bestimmt werden konnte.

Abstract: In the lower Blies valley the author discovered a periglacial mudflow consisting of white marl and fragments of limestone, surmounted by 25-30 cm river-sand belonging to a Rißterrace. The surface of these deposits was covered by fossil ice-wedges. The changes in the phytosociological structure of the vegetation cover permitted to fix the exact extension of the periglacial mudflow.

Auf Flußterrassen beobachtet man zuweilen Schwankungen im Artenbestand von Feldwiesen und Ackerunkrautgesellschaften, die in manchen Fällen nur von einem Wechsel im oberflächlichen und oberflächennahen Material der Terrassenkörper herrühren können. Ein paradigmatisch schönes kryopedologisches Profil in Frauenberg an der Blies (hinter der neuen Kirche) und seine Umgebung liefern ein Beispiel dafür, daß solche phytosoziologischen Schwankungen auch unter fluviatilem Sand begrabene Solifluktionsdecken indizieren können.

Unter Sand mit wenig Quarzgeröllen und einzelnen nicht oder kaum gerollten Kalksteinbrocken, die auf periglaziale seitliche Zufuhr von den Muschelkalkhängen deuteten, lag eine Solifluktionsdecke aus hellen Mergeln und Kalksteinbrocken. Ihre Mächtigkeit betrug wohl wenig über 2 m. Ihre Auflagerungsfläche war im Aufschluß nicht erreicht; die Decke wurde aber, wie zwei tiefer gelegene Aufschlüsse vor und neben der Kirche zeigten, wieder von fluviatilem Sand unterlagert.

Abb. 1. Fossiles kryopedologisches Profil in der 15 m-Terrasse der Blies bei Frauenberg (Ausschnitt).

Die obere Grenze der Solifluktionsdecke zeigte alle Merkmale eines Würge- und Taschenbodens mit Taschen, Trichtern, Kesseln, Trögen, Wannen und Keilen; das Foto (Abb. 1) bietet einen Ausschnitt. Es handelt sich um ein (vor allem vom zufälligen schrägen Anschnitt) bizarr gestaltetes Eiskeilnetz im Profil; im Gegensatz zu einem sonst sehr ähnlichen wartheländischen Profil bei E. SCHENCK (1955, S. 9 ff. und Tafel 1) fehlten die für fossile Steinnetzböden typischen Steingirlanden, d. h. die Steinanreicherungen zwischen Kesselfüllung und (solifluierter) Schuttpackung. Die Eiskeilspalten und Taschen waren mit zum Tiefsten hin mächtiger werdender „terra fusca" (Kalksteinbraunlehm) gepolstert und im übrigen mit Terrassensand ausgefüllt; die „terra fusca" umsäumte fast die ganze Wanderschuttdecke als dünnes braunes Band. Der braunrote Terrassensand war durch Wälzbewegungen stellenweise in die hellen Mergel hineingeknetet worden, welche an diesen Stellen deshalb hübsche Marmorierungen zeigten.

Es handelt sich um die 15 m-Terrasse der Blies (FISCHER 1956, S. 151 ff.), von welcher auch FISCHER einen eindrucksvollen, inzwischen ebenfalls zerstörten eiszeitlichen Akkumulationskörper mit zahlreichen Kryoturbationserscheinungen beschreibt (S. 126 f.) und skizziert (S. 152). Man darf die Aufschotterung der Terrasse mit Vorbehalt in die Rißeiszeit setzen — zwischen die würmeiszeitliche Niederterrasse und die (auf Grund pedologischer und sedimentpetrographischer Argumente — ZANDSTRA 1954, S. 204, S. 213; FISCHER 1956, S. 173 f., S. 181) vermutlich mindeleiszeitliche 30 m-Terrasse.

Die Flächenausdehnung und das Oberflächenmuster der angeschnittenen Solifluktionsdecke blieben der direkten Beobachtung verborgen; man darf eine Aufsicht von der Art annehmen, wie sie etwa G. SELZER (1936, S. 282 f.; vgl. auch WOLDSTEDT 1954, S. 161), freilich mit anderem Füllmaterial, als „Lößkeilnetz" beschrieben hat.

Die ungefähre Ausdehnung der Decke konnten wir floristisch-soziologisch umreißen (Abb. 2). Der Rasen über dem Aufschluß zeigte deutliche Schwankungen in der Artengarnitur zwischen dem Teil der Wiese, der über der Solifluktionsdecke lag (Bestandsaufnahme Nr. 1, 50 qm), und der Wiese außerhalb des Einflusses dieser Decke (Aufnahme Nr. 2, 100 qm). Die beiden Pflanzenbestände (15. 6. 60; Arrhenatheretum medioeuropaeum OBERD. 1952; die Artmächtigkeiten wurden im Felde in Deckungsprozenten geschätzt und in dieser Form verrechnet, erscheinen im folgenden aber in der üblichen Form, vgl. BRAUN-BLANQUET 1951, S. 60 f.):

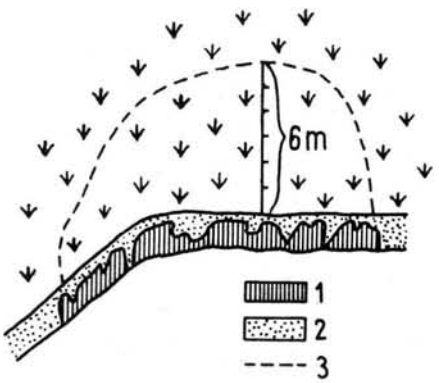


Abb. 2. Aufschluß in der 15 m-Terrasse der Blies bei Frauenberg und Wiesendecke darüber. 1 Solifluktionsdecke: Kalkschutt in Mergelpackung; 2 Terrassensand; 3 Grenze des Einflusses der Solifluktionsdecke auf die Artengarnitur des Wiesenbestandes. Die Wiesendecke ist aufgeklappt gedacht und liegt somit in der gleichen Ebene wie das Profil. Der Maßstab gilt auch für das Profil.

Nr.	1	2
Assoziations- und Verbandscharakterarten:		
Arrhenatherum elatius	3	2
Galium mollugo ssp. elatum	2	1
Crepis biennis	1	—
Campanula patula	—	+
Ordnungs-Charakterarten		
Trisetum flavescens	2	2
Dactylis glomerata	2	+
Lotus corniculatus	1	2
Chrysanthemum leucanthemum	1	2
Knautia arvensis	+	1
Avena pubescens	+	+
Daucus carota	+	+
Achillea millefolium	+	+
Heracleum sphondylium	1	—
Poa pratensis	+	—
Klassen-Charakterarten		
Trifolium pratense	2	2
Plantago lanceolata	+	1
Rumex acetosa	+	+
Leontodon hispidus	+	+
Holcus lanatus	+	—
Ranunculus acer	+	—
Festuca pratensis	+	—
Cerastium caespitosum	—	+
Differentialarten der trockenen Subassoziation:		
Bromus erectus	1	3
Centaurea jacea ssp. pratensis	1	2
Salvia pratensis	1	2
Sanguisorba minor	—	+
Festuca ovina	—	+
Ranunculus bulbosus	—	+
Sonstige:		
Anthoxanthum odoratum	1	2
Luzula campestris ssp. vulgaris	+	1
Briza media	+	1
Medicago lupulina	—	1
Agrostis tenuis	—	+
Vicia sepium	+	—

Benutzte man die differenzierenden Arten (einerseits *Bromus erectus* und die ökologisch verwandten Arten, andererseits *Crepis biennis, Heracleum sphondylium* und *Arrhenatherum elatius*) bzw. die deutlichen Schwankungen in deren Artmächtigkeit zur Abgrenzung der eingeschalteten Solifluktionsdecke, so erhielt man die auf der Figur angegebene ungefähre Grenze, deren Bestimmung sich durch einige Bohrungen und schließlich bei den Abräumungsarbeiten, die den Aufschluß zerstörten, als bis auf ± 1 m genau erwies. Die Obergrenze der Lehmpackung lag unter der Wiese größtenteils nur 25—30 cm tief (im Aufschluß 50—70 cm), wies also ein etwas stärkeres Gefälle auf als das heutige, kaum merklich geneigte Relief.

Die Artenlisten lassen sich in „ökologischen Spektren" darstellen, die Spektren wiederum kann man zu handlichen Zahlenwerten verrechnen und erhält dergestalt einen groben und relativen, aber handlichen und aufschlußreichen Zahlenwert für bestimmte Standortfaktoren bzw. Faktorengruppen (zur Methode: Ellenberg 1952, S. 59 ff., vgl. auch Ellenberg 1956, S. 86). Die „mittlere Feuchtezahl" (vgl. Ellenberg 1952, S. 60 ff., S. 131 ff.) wechselt in verläßlichem Ausmaße und spiegelt durch ihren höheren Betrag beim Pflanzenbestand über der Solifluktionsdecke (3,0 gegenüber 2,5) die wasserhaltende und wasserstauende Kraft der solifluierten Mergel; vor allem die Tiefwurzler unter den Grä-

sern sind hier stärker vertreten. Deutlicher noch sind die beiden Bestände in der „durchschnittlichen Stickstoffzahl" (ELLENBERG 1952, S. 70 f., vgl. auch S. 60) unterschieden: Der Bestand 1 ist weit besser mit Stickstoff versorgt als der eher stickstoffbedürftige Bestand 2 („durchschnittliche Stickstoffzahl" 3,4 gegen 2,4). Eine unterschiedliche Düngung ließ sich durch Befragung ausschließen, und wir dürfen annehmen, daß der günstigere Wasserhaushalt des Bodens in der bekannten Weise über die Gare des Bodens auch dessen Stickstoffhaushalt verbesserte.

Das geschilderte Beispiel wollte Geologen und Geomorphologen auf den etwaigen indikatorischen Charakter bestimmter kleiner floristisch-soziologischer Schwankungen in der Vegetation der Flußterrassen hinweisen und zugleich die Floristen und Pflanzensoziologen auf eine mögliche edaphische Ursache von Variationen im Artenbestand aufmerksam machen, welche sich oberflächlich und im Oberboden nicht zu erkennen gibt.

Schrifttum

BRAUN-BLANQUET, J.: Pflanzensoziologie. - 7. Aufl. Berlin 1951.

ELLENBERG, H.: Wiesen und Weiden und ihre standörtliche Bewertung. Landwirtschaftliche Pflanzensoziologie Bd. 2. - Ludwigsburg 1952. - - Aufgaben und Methoden der Vegetationskunde. Grundlagen der Vegetationsgliederung 1. Teil. - Stuttgart 1956.

FISCHER, F.: Beiträge zur Morphologie des Flußsystems der Saar. - Saarbrücken 1957.

SCHENCK, E.: Die Mechanik der periglazialen Strukturböden. - Wiesbaden 1955.

SELZER, G.: Diluviale Lößkeile und Lößkeilnetze aus der Umgebung Göttingens. - Geologische Rundschau 27, 1936.

WOLDSTEDT, P.: Das Eiszeitalter. Grundlinien einer Geologie des Quartärs 1. Bd. - 2. Aufl., Stuttgart 1954.

ZANDSTRA, K. J.: Un dépôt pollinifère mindélien en Sarre. - Revue de Géomorphologie dynamique 5, 1954.

Manuskr. eingeg. 15. 3. 1963.

Anschrift des Verf.: Dr. G. Hard, Bonn, Germanistisches Seminar.

Eiszeitalter und Gegenwart | Band 15 | Seite 44-53 | Öhringen/Württ., 1. November 1964

Tierfährten aus dem Pleistozän von Holstein

Ein Beitrag zur Ichnologie der Bändertone

Von Hans Murawski, Köln

Mit 5 Abbildungen im Text

Zusammenfassung: Aus pleistozänen Bändertonen von Malkwitz bei Malente/Holstein werden Tierfährten beschrieben, die in Sommerlagen des dortigen Bändertones auftreten. Diese Fährten werden mit den bisher aus Bändertonen bekannt gewordenen Lebensspuren verglichen. Die Zuordnung der Fährten zu bestimmten Erzeugern ist schwierig, zumal bisher an keiner Stelle zugehörige fossile Tierreste aufgefunden werden konnten. Da es sich bei den Bildungsbecken dieser Sedimente um Lebensräume mit extremen Umweltsbedingungen handelt, muß auch mit der Möglichkeit gerechnet werden, daß mindestens ein Teil der Fährtenerzeuger nur zeitweilig diese Räume besiedelt hat (z. B. Insekten im Larvenstadium).

Abstract: The tracks shown in this paper are found in varved clays of Pleistocene age at Malkwitz near Malente/Holstein (N-Germany) (fig. 1-4). They appear only in summer-layers of these varved clays. The tracks of fig. 1 1-4, 8, 9 will be made by animals (e. g. insects or larvae), but those of fig. 1 5-7 are probably produced inorganically (twigs etc., driven through shallow water). In comparison with these marks fig. 5 shows tracks, which are described by other authors from different places in Central-Europe. It is very difficult to find the organisme responsible for these marks, because nobody has found any fossil hitherto, which could have made the marks when it lived in these little periglacial lakes. On the other hand these lakes are situated in a climatic zone giving an environment with extreme conditions. It is possible that the originators of these tracks have not lived permanently in the lakes. This would be a form of life such as that of insect larvae. The form and construction of these marks is dependent on the animal, its anatomy, its way of life etc., but also on the region in which it lives. The grade of compaction, the water content of the sediment and other physical and chemical conditions are also very important.

Résumé: Dans les argiles à varves de Malkwitz, au voisinage de Malente/Holstein (Allemagne du Nord), ont peut trouver des traces empreintes dans les couches d'été. Les traces de fig. 1 1-4, 8,9 ont été produites par des animaux (p. e. par des insectes ou des larves), les marques de fig. 1 5-7 ont été faites de producteurs anorganiques (p. e. par des morceaux de bois etc., flottants dans l'eau). Pour pouvoir comparer ces figures nous donnons fig. 5 avec des traces sur lesquelles d'autres auteurs en differents endroits de l'Europe Centrale ont fourni des publications. Il es difficile de déterminer les producteurs de traces parceque personne n'a découvert jusqu'à présent les fossiles correspondants. Comme il s'agissait de petits lacs dans la zone périglaciale avec des conditions climatiques extrèmes, il est toutefois possible que les producteurs de traces n'y ont vécu que temporairement (p. e. des insectes en stade de larve). La forme et la construction des traces dépendent de l'animal, de son anatomie, de sa manière de vivre etc. et d'autre part aussi des conditions de la région à vivre. Egalement importants sont le tassement, le contenu d'eau des sédiments aussi bien que les conditions physiques et chimiques.

Ergebnisse ichnologischer Untersuchungen an Gesteinsmaterial verschiedenster geologischer Formationen sind vielfach zur Ergänzung von Forschungen über Ökologie oder Fazies bestimmter Räume herangezogen worden. Es ist das große Verdienst von O. Abel (1935) in einem ausführlichen Kapitel seines Buches: Vorzeitliche Lebensspuren zusammenfassend über die „Fährtenforschung" berichtet zu haben. Daß über die ökologisch-fazielle Bedeutung solcher Spuren hinaus auch in einigen Fällen aus ihrem Auftreten weitgehende stratigraphische Schlüsse gezogen werden können, hat in jüngster Zeit A. Seilacher (z. B. 1954, 1960) an eindrucksvollen Beispielen gezeigt. Diese Bedeutung als „Leitfossilien" besitzen sie in den genannten Fällen vor allem beim Fehlen der zweifellos viel besser brauchbaren Körperfossilien. In einer großen Anzahl von Fällen ist sogar die Zuordnung zu bestimmten Erzeugern nur sehr allgemein oder gar nicht möglich. Daß darüber hinaus gelegentlich Fährten vorzeitlicher Tiere entweder infolge der Art ihrer Ausbildung und Erhaltung oder infolge ihrer Beziehbarkeit auf bestimmte Erzeuger für paläoklimato-

logische Fragen herangezogen werden können, erhöht natürlich das Interesse für diese Bildungen ebenfalls (M. SCHWARZBACH 1961).

Für den Paläozoologen liegt vor allem ein besonderes Interesse in der Deutung der Fährtenherkunft. Interessante experimentelle Untersuchungen der Fährten heutiger Lebewesen wurden verschiedentlich zu Vergleichszwecken durchgeführt. Es erscheint hier jedoch notwendig, auf einige grundsätzliche Variable dieser Experimente hinzuweisen.

1.) Anatomische Eigenschaften der in Frage kommenden Tiere. Sie machen sich bei der Fährtenbildung durch Anordnung, Form und funktionelle Wirkung von Extremitäten und Körper bemerkbar. — 2) Die Fortbewegungsart, z. B. schnell, langsam, ungezwungen, gezwungen, laufend, schwimmend, treibend usw. — 3) Entwicklungsstadien, z. B. Larve, voll entwickeltes Tier, Jungtier, Alttier usw. — Die bisher genannten Variablen gehen also vom Tier selber und seinen Eigenschaften aus. Dieser Bildungsgruppe stehen generell die Umweltsbedingungen gegenüber. 4) Bildungsmedium, z. B. Süßwasser, Salzwasser, tiefes und flaches Wasser, Trockenlaufen, Überfluten, subaërische Lebensweise, usw. — 5) Eigenschaften der Fläche, der die Fährte aufgeprägt wird, z. B. durchfeuchteter, trockener, lockerer, fester Grund usw. — In den letzteren Fällen wirken also rein physikalisch (und vielfach auch chemisch) bedingte Umwelts-Variable mit den unter 1-3 erwähnten Funktionen zusammen. Wenn auch der Aufzählung der Variablen keine Vollständigkeit zukommt, so ist doch bereits aus der obigen Zusammenstellung deutlich zu erkennen, daß mit Konvergenz- und Divergenz-Erscheinungen in größerem Umfang gerechnet werden muß. Hinzu kommt, daß Verwechslungsmöglichkeiten zwischen aktiven und inaktiven Fährtenerzeugern oder auch solchen, die zeitweilig aktiv, zu anderen Zeiten inaktiv funktionieren, in mannigfacher Weise bestehen.

Gründe der genannten Art komplizieren also die Beziehbarkeit von Fährte und Erzeuger bei späteren Interpretationen, wobei vielfach noch erschwerend hinzutritt, daß gerade die Fährten-führenden Schichten oft besonders Körperfossil-arm sind. Andererseits läßt auch die obige Aufstellung erkennen, daß exakte experimentelle Daten wegen der Vielzahl der Variablen oft recht schwer zu erreichen sind. O. SCHMIDTGEN hat sich in einer ganzen Reihe von Arbeiten mit dieser Frage befaßt. In besonderer Weise trifft natürlich eine solche Einschränkung bei kleinen Tieren (Insekten, Larven usw.) zu. Solchen Spuren hatte O. SCHMIDTGEN ebenfalls in mehreren Arbeiten (z. B. 1928) nach Funden aus dem Rotliegenden besondere Aufmerksamkeit gewidmet. Seitdem ist immer wieder auf Fährten solcher Art aus dem Oberen Rotliegenden des Saar-Nahe-Gebietes aufmerksam gemacht worden (vgl. H. E. REINECK 1955).

Bei den nachfolgenden Betrachtungen kommt gerade den Insekten und Larven besonderes Interesse zu, da sie einerseits die verschiedensten Arten der Fortbewegung (fliegend, kriechend, schwimmend oder treibend) besitzen und andererseits — wie z. B. die Larven — als Vertreter eines besonderen Entwicklungsstadiums Lebensraum und anatomische Eigenschaften im Laufe ihrer Entwicklung verändern können. Hier treten also Variationsmöglichkeiten von Seiten der Tiere auf, die bei der späteren Ausdeutung erhebliche Schwierigkeiten bereiten. In unserem speziellen Fall besitzt außerdem der Lebensraum der Erzeuger der hier zu betrachtenden Fährten besondere (extreme) Eigenschaften, die einer Betrachtung wert sind.

Die in den Abb. 1, 2 und 3 gezeigten Fährten wurden anläßlich des Besuches der Tongrube von Malkwitz bei Malente/Holstein in pleistozänen Bändertonen aufgefunden. Sie finden sich in hellen und etwas gröberkörnigen „Sommerlagen" dieser Bändertone und zwar auf gut aufspaltenden Schichten inmitten dieser hellen Lagen, so daß sich Positiv- und Negativform der Fährte in den hellen Schichten befinden. Nur selten, nämlich lediglich bei Spuren, wie sie in Abb. 1 4-7 bzw. den entsprechenden Spuren der Abb. 2 gezeigt werden, ist das Sediment regelrecht aufgeschürft worden, so daß durch die bis 0,10 mm tiefen

Eindrücke vielfach das bräunliche und viel feinkörnigere Material der darunter liegenden „Winterlage" angeritzt wird. Als Erzeuger der Spuren Abb. 1 5–7 bzw. der Abb. 2 1 rechts ist ein im Wasser treibender gestreckter Körper (Aststück, Stengel oder ähnliches) zu vermuten. Experimentell lassen sich solche Spuren leicht mit Holzstückchen nachahmen, von denen ein Ästchen beim Treiben den Sediment-Boden des flachen Wasserbeckens aufschürft. Auch ein durch leichte Oberflächenströmung vorangetriebener Holzkörper, der Schräglage im Wasser besitzt, kann solche Spuren im Bodensediment hinterlassen. Etwas schwieriger ist die Deutung für die viel regelmäßigere Spur (Abb. 1 4, Abb. 3). Sie besteht aus einer einfachen Kette jeweils mehrere mm langer Eindrücke in das Sediment, wobei bei jedem Eindruck eine in Richtung der Kette verlaufende deutliche Längsriefung erkennbar ist. Der Einsatz jeder Spur-Marke (bei Abb. 3 jeweils rechts im Bild) ist undeutlich, das andere Ende ist geschlossen und bricht plötzlich ab. Es bestehen große Ähnlichkeiten zu den von O. Abel (1935) abgebildeten Fährten von schwimmenden Fischen. Wenn es sich um Tierspuren handeln sollte, so unterscheiden sie sich durch ihre Unpaarigkeit, Größe und Streifenstruktur von allen übrigen Spuren dieser Schichten. Natürlich könnten solche Spuren auch von treibenden Holzteilen oder ähnlichen Körpern erzeugt worden sein, die bei ihrer Fortbewegung immer wieder auf dem Boden aufsetzten. Es bestehen jedoch für diese Spuren erhebliche Verdachtsmomente in Richtung auf einen tierischen Erzeuger. Leider sind — soweit uns bekannt ist — bisher hier noch keine tierischen Fossilreste ge-

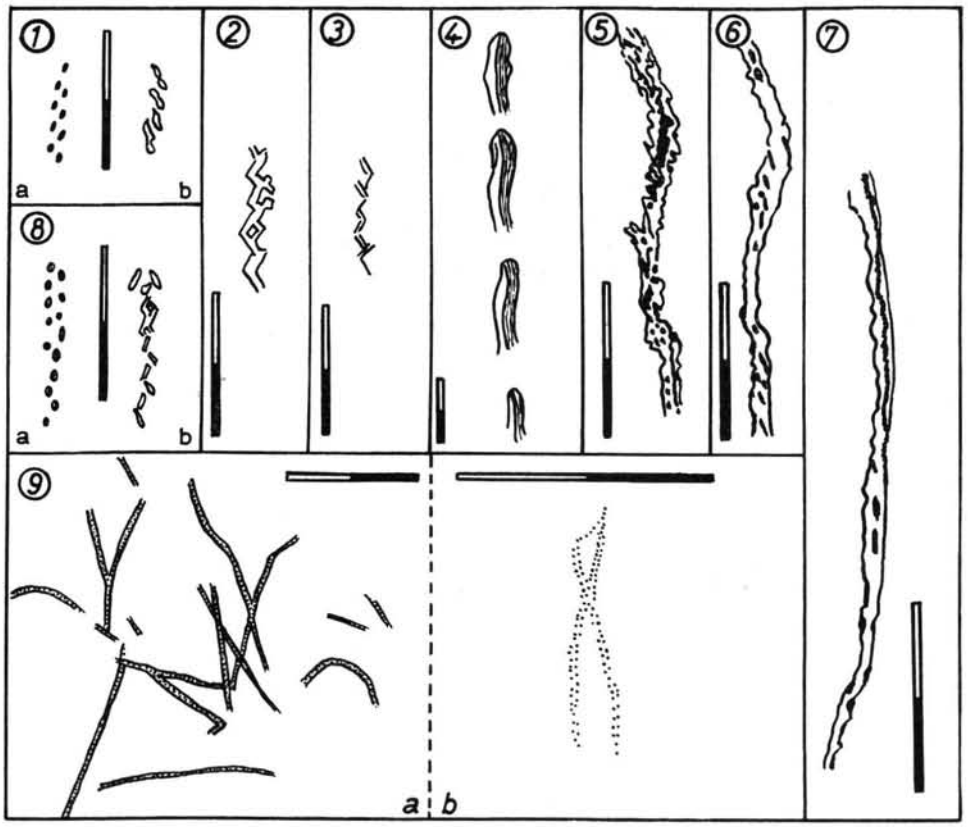


Abb. 1. Lebensspuren und Schleifmarken aus den pleistozänen Bändertonen von Malkwitz bei Malente/Holstein. - Der eingetragene Maßstab beträgt in allen Fällen 2 cm.

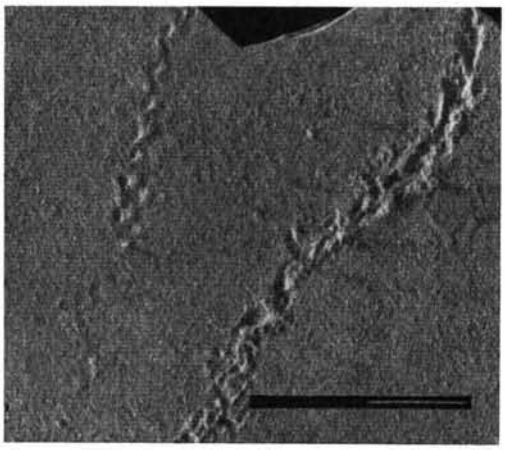


Abb. 2 u. 3. Lebensspuren und Schleifmarken aus den pleistozänen Bändertonen von Malkwitz bei Malente/Holstein. - Der beigegebene Maßstab beträgt in allen Fällen 2 cm. - Die Belegstücke zu den Fotos und Zeichnungen (Abb. 1-3) befinden sich im Geologischen Institut der Universität Köln. - Abb. 2, linke Spur entspricht den Spuren der Abb. 1 $_{1-3, 8}$. Abb. 2, rechte Spur entspricht den Spuren der Abb. 1 $_{5-7}$. - Abb. 3 entspricht der Abb. 1 $_{4}$.

funden worden, die eine entsprechende Deutung zuließen. Eine intensive Durchmusterung wäre auch aus diesem Grunde sehr erfolgversprechend.[1])

Ein völlig anderes Aussehen besitzen die in Abb. 1 $_{1-3, 8, 9}$ und Abb. 2 links gezeigten Spuren. Außerdem lassen sie auch bestimmte „Bauelemente" erkennen. Die Spuren bestehen aus Eindrücken mit rundlichem oder ovalem Querschnitt und dazwischen liegenden Hügelchen. Eindrücke wie Hügelchen besitzen eine Tiefe bzw. Höhe von der Sedimentoberfläche von ⟨0,10 mm. Die Spurbreiten liegen maximal bei etwa 2 bis 2,5 mm, können

[1]) Durch Zufall wurde mir bekannt, daß Herr Prof. Dr. K. Fiege vor einigen Jahren in Malkwitz ebenfalls Lebensspuren aufgefunden hat. Herr Kollege Fiege war so freundlich, mir auf Anfrage folgendes darüber mitzuteilen: „. . ., daß ich in der Tat vor mehreren Jahren dort Spuren aufgefunden habe, die ich allerdings wegen ihrer schlechten Erhaltung nur als fraglich bezeichnen möchte. Ich habe daher in mehrstündiger Arbeit zusammen mit einem Studenten das damals zugängliche Profil Schicht für Schicht durchsucht, fand aber keine weiteren Spuren und ließ die Sache daher auf sich beruhen. Mir ist nicht bekannt. daß sonst bei Malkwitz Spuren gefunden worden sind."

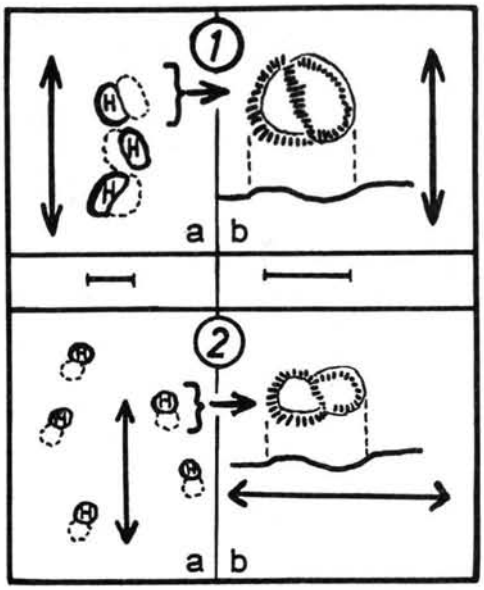


Abb. 4. Bauelemente der Spuren 1 und 8 der Abb. 1 (4_{1a+b}) und der Spur D $_{1-3}$ der Abb. 5 (4_{2a+b}) - Zweiseitige Pfeile: Fährtenlängsrichtung. - Maßstab 1,5 mm. - Starke Umrandungen und Signatur "H": Hügelchen. Gestrichelt umrissene Felder: Eindrücke.

aber, wie bei Abb. 1 $_9$ auch bei 1 mm Breite liegen. Entsprechend variieren auch die Abstände der einzelnen Eindrücke. In Abb. 1 $_1$ und $_8$ wurden (getrennt gezeichnet) unter „a" jeweils die Eindrücke abgebildet, deren Paarigkeit gut erkennbar ist; unter „b" sind die Hügelchen zu erkennen, die zwischen diesen Eindrücken liegen. Oft sind die Eindrücke nur ganz schwach ausgebildet, dagegen lassen sich die Hügelchen noch gut erkennen. Es ergibt sich dann eine zopfartige oder Zickzackspur, wie sie unter Abb. 1 $_2$ und $_3$, sowie in der Abb. 2 links auftreten. Die einzelnen „Bauelemente" erläutert Abb. 4. Unter „a" sind gestrichelt die Eindrücke und, stark umrandet und mit der Signatur „H" versehen, die einzelnen Hügelchen dargestellt. Der zweiseitige Pfeil gibt die Fährtenrichtung an. Unter „b" erkennt man — bei noch stärkerer Vergrößerung — im oberen Teil des Bildes die Aufsicht und im unteren Bildteil das Profil eines Eindrucks (rechts) und eines Hügelchen (links). Dabei zeigt sich, daß das Hügelchen nur durch das seitliche Herausdrücken von Sedimentmaterial aus dem Eindruck während der Bildung der Spur entstanden sein kann. Während hier das Sedimentmaterial aus den Eindrücken jeweils zur Mitte der Gesamtspur — und damit ± senkrecht zur Fortbewegung — gedrückt wird, zeigt die vergleichsweise aus der Literatur herangezogene Spur der Abb. 4 $_2$ ein Herausdrücken des Sedimentmaterials aus dem Eindruck in Richtung der Spur. Es scheint mir in dieser Verschiedenheit der Ausbildung nicht unbedingt ein grundsätzlicher Unterschied in der Anatomie des Erzeugers liegen zu müssen. Der Setzungsgrad der Bodenschichten und ihr Wassergehalt ist dabei ebenso wichtig wie die Tätigkeit der tierischen Extremitäten. Hier lassen sich vergleichsweise Fährtenausbildungen in weichem, verfirntem oder verharschtem Schnee heranziehen.

Außer den bisher besprochenen zopf- oder zickzackförmigen Fährten, die in manchen Schichten recht häufig auftreten, sind einige Schichtflächen von einem Netz wesentlich schmalerer, aber sehr viel länger aushaltender Fährten bedeckt (Abb. 1 $_9$). Mit dem unbewaffneten Auge erkennt man lediglich das unter Abb. 1 $_{9a}$ gegebene Bild. Bei stärkerer Vergrößerung zeigt sich aber, daß die unter „a" abgebildeten Linien in Wirklichkeit paarige Spuren (wie unter „b" abgebildet) sind. Es besteht kaum ein Zweifel, daß diese Fährten,

ebenso wie diejenigen der Abb. 1 1-3, 8 von tierischen Erzeugern hinterlassen worden sind. Der Größe und Form entsprechend lassen sie sich am ehesten Insekten oder Larven zuordnen.

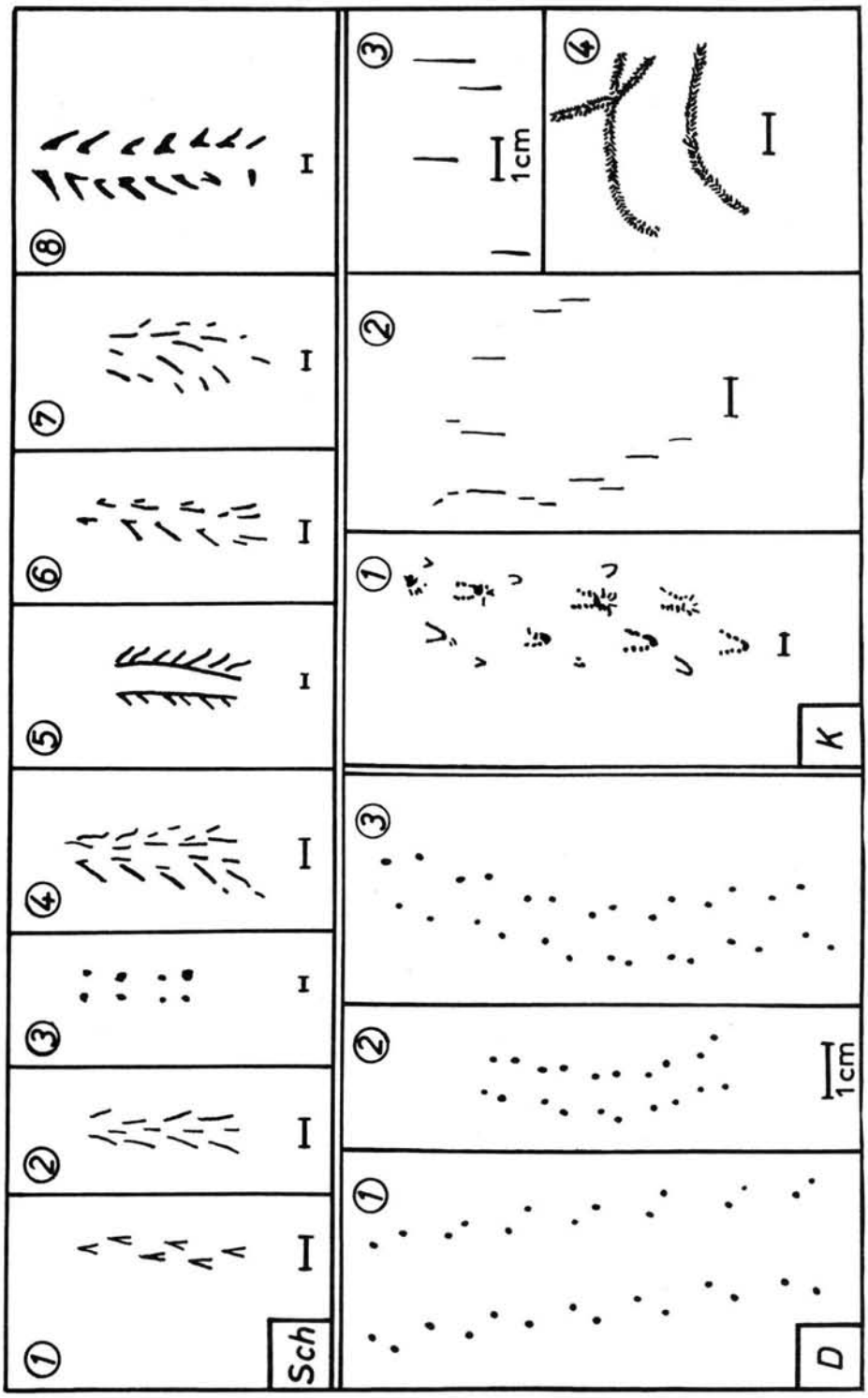
In der Literatur befinden sich einige verstreute Angaben über Lebensspuren in pleistozänen Bändertonen. Besonders M. SCHWARZBACH (1938, 1940) hat über solche Fährten aus schlesischen Bändertonen berichtet und als erster vielseitige Deutungen dieser Erscheinung gegeben.[2]) Die dortigen Sedimente bildeten die Spuren wesentlich klarer ab, als die von uns aus Malkwitz beschriebenen, und so konnte von M. SCHWARZBACH eine ganze Reihe verschieden ausgebildeter Fährten unterschieden werden (Abb. 5 SCH 1-8). Das gemeinsame Merkmal für alle Fährten ist ihre Paarigkeit. Die Malkwitzer Lebensspuren zeigen dabei die meiste Ähnlichkeit mit den Spuren 1 und vor allem 3 aus dem Weistritztal. — Weitere Fährtennachweise in Bändertonen gelangen O. DAHM & W. OTTO (1953) im Raum von Oldenburg. Diese Fährten waren z. T. vorzüglich erhalten und zeigten neben der Paarigkeit der Spur eine deutliche Fortbewegungsrhythmik (Abb. 5 D 1-3). Die „Bauelemente" der einzelnen Teile dieser Fährte wurden bereits bei der Besprechung der Abb. 4 2 mit denen der Spuren von Malente verglichen. Der wesentliche Unterschied dieser Spuren zu den von uns beschriebenen liegt in der Größe, der klar erkennbaren Rhythmik und dem Fehlen der Hügelchen zwischen den Eindrücken bei den Oldenburger Funden. — Schließlich berichtete K. KÖWING (1954) über von ihm aufgefundene Spuren aus pleistozänen Beckentonen (Abb. 5 K 1-4). Die Fährtentypen 1 und 4 zeigen dabei gewisse Ähnlichkeiten mit den Fährten von Malente. — In neuester Zeit wurde ein weiterer Fährtenfund aus Bändertonen von Lauenburg/Ostpommern bekannt gemacht (A. LUDWIG 1963). Diesen von A. LUDWIG beschriebenen Fährten verschiedener Größe und Ausbildung (Abb. 5 L) konnte aus Fossilfunden kein bestimmter Erzeuger zugeordnet werden, jedoch wird in Analogie zu den Ausführungen von M. SCHWARZBACH (1938) vermutet, daß diese Spuren von Arthropoden erzeugt worden sein könnten. Hier, wie an allen anderen Fundpunkten, sind jedoch bisher fossile Reste solcher Arthropoden nirgends aufgefunden worden.

Alle hier aus der Literatur erwähnten Fährten sind im allgemeinen besser ausgebildet als die von uns in Malente aufgefundenen. Wahrscheinlich ist diese Ausbildungsgüte sehr stark vom Zustand des Sedimentes bei der Bildung der Spur abhängig (z. B. vom Setzungsgrad). Es läßt sich aus diesem Grund aus dem Nichtvorhandensein solcher Lebensspuren in anderen „Sommerlagen" nicht unbedingt auf ein ursprüngliches Nichtvorhandensein von Lebewesen schließen. Erst das zufällige Zusammentreten optimaler Bedingungen läßt durch die Überlieferung der Lebensspuren erkennen, daß diese Bänderton-Becken wenigstens zeitweilig nicht nur als Sedimentations-, sondern auch als Lebensräume funktionierten. — Wenn auch bei den Lebensspuren von Malente die Ausbildungsgüte etwas ungünstiger als bei den anderen Funden ist, so läßt das — mindestens in einigen Lagen — relativ häufige Auftreten solcher Spuren doch den Schluß zu, daß Lebensspuren solcher Art in Bändertonen tatsächlich häufiger auftreten, als bisher vermutet wurde. Sie sind andernorts vielleicht nur schlecht erhalten oder lediglich in wenigen Lagen in guter Ausbildung konzentriert, so daß sie bisher der Aufmerksamkeit der Beobachter entgangen sind.

Natürlich interessiert angesichts der immer wieder beschriebenen Spuren zunächst vor allem der Fährtenerzeuger. M. SCHWARZBACH hat auch hier bereits entsprechende Betrachtungen angestellt. Er deutete sie als Fährten von Arthropoden (Wasserkäfer, Insektenlarven oder Crustaceen). Experimentell zeigte sich bei Verwendung des gleichen, für den Versuch aufgeschlämmten und abgesetzten, Sedimentmaterials wie am Fundort, daß z. B.

---

2) Es ist ein bemerkenswerter Zufall, daß die von M. SCHWARZBACH aus Schlesien beschriebenen Fährten, ebenso wie die von uns bei Malkwitz gefundenen Lebensspuren, jeweils auf einer gemeinsamen Institutsexkursion entdeckt worden sind.


Sch
D
K
1cm
1cm

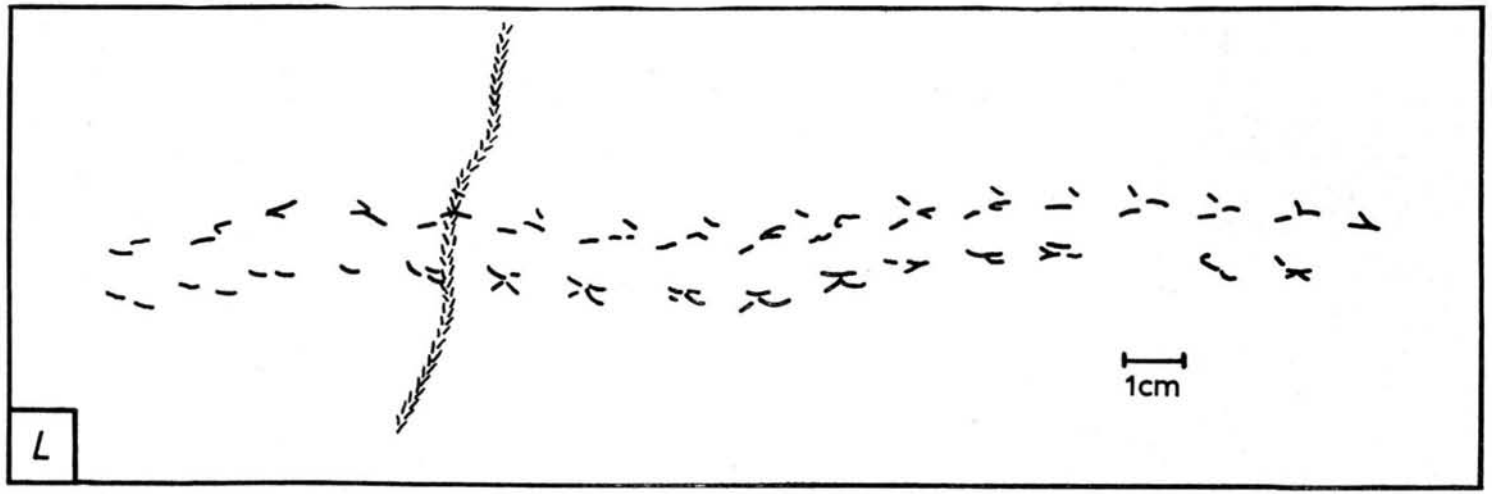


Abb. 5. Lebensspuren aus Bändertonen verschiedener Fundpunkte. — SCH $_{1-8}$: Weistritztal/Eulengebirge/Schlesien (M. Schwarzbach 1938). — D $_{1-3}$: Jeddeloh bei Oldenburg (D. Dahm & W. Otto 1953). — K $_{1-4}$: Eitze bei Verden/Aller (K. Köwing 1954). — L: Lauenburg/Ostpommern (A. Ludwig 1963). — Mit Ausnahme der besonders bezeichneten Bilder beträgt der Maßstab 1 mm.

die Wasserrassel ähnliche Spuren hinterläßt. Allerdings kann die Wasserrassel auf Grund der besonderen Lebensbedingungen in solchen pleistozänen Stauseen wohl nicht als Erzeuger der von M. SCHWARZBACH besprochenen Fährten betrachtet werden. Ichnologische Angaben über rezente Arthropoden dieses Lebensmilieus sind äußerst selten zu finden. Daher sind Beobachtungen, wie sie von K. FIEGE (1961) an rezenten Insektenfährten gemacht wurden (Käfer und Larven), für Vergleichszwecke besonders wichtig, wenn auch unter den von K. FIEGE gegebenen Abbildungen keine unmittelbaren Vergleichsobjekte für die von uns beschriebenen Spuren vorhanden sind. Von biologischer Seite liegt ein interessanter Bericht über Laufspuren von Wachsmotten vor (A. BITTNER 1959). Hier findet sich zwischen den Beineindrücken noch eine Mittellinie als Spur des Abdomens. Solche Mittellinien treten bei den Fährten aus den Bändertonen sehr viel seltener auf. Das kann anatomische Gründe haben, aber auch von der durch die Auftriebskraft des Wassers beeinflußten Fortbewegung der Tiere verursacht sein. Andeutungen von Spurelementen, die nicht auf die Tätigkeit der Bewegungsextremitäten zurückgehen, lassen sich bei der von M. SCHWARZBACH (1938) abgebildeten, im Experiment von einer Wasserassel erzeugten, Spur, aber auch an fossilen Beispielen (z. B. Abb. 5 SCH 2, 4, 5) erkennen.

Infolge weitgehenden Fehlens von Beobachtungen an rezenten Tieren bleiben alle Deutungen bisher nur auf Vermutungen mit jeweils mehr oder weniger großer Wahrscheinlichkeit beschränkt. Die (bei allen Fährten!) paläoklimatologisch interessante Feststellung, daß diese Fährten nur in „Sommerlagen" der Bändertone auftreten, zeigt, daß solche limnischen Faziesräume des periglazialen Bezirkes tatsächlich nicht nur Sedimentationsbecken, sondern zeitweilig (im „Sommer") auch Lebensräume gewesen sind. Schon aus dieser Beobachtung heraus liegt der Gedanke nahe, daß mindestens ein Teil der Fährtenerzeuger sich nur zeitweilig in solchen Wasserbecken aufgehalten haben könnte. Man mag hier z. B. an Insekten denken, die nur im Larvenstadium diese Wassertümpel belebt hätten. Solche Tiere wären unter Umständen in der Lage, auch diese etwas schwierigen Lebensräume für sich zeitweilig zu erobern. Aber auch eine solche Deutung geht nicht über den Bereich der Vermutung hinaus. Bedauerlicherweise sind bisher noch keine fossilen Tierreste gefunden worden, die auf den Erzeuger der Spuren hinweisen. Da das für alle Fundpunkte gilt, könnte man hierin eine gewisse Gesetzmäßigkeit sehen, so daß auch von dieser Seite her als einfachste Erklärung die Bildung der Fährten durch einen nur zeitweiligen Bewohner nahe gelegt wird. Natürlich muß auch bei Auffinden von Fossilresten die Möglichkeit des Einwehens oder Einschwemmens von Material in die damaligen Becken bedacht werden, denn es finden sich gelegentlich auch Pflanzenreste verschiedener Art, die dem Becken von außen zugeführt worden sind. Das Auftreten solcher Pflanzenreste deutet im übrigen an, daß diese Gewässer keineswegs in einer mehr oder weniger unbesiedelten Zone gelegen haben.

Auf Grund der ziemlich großen Menge von Lebensspuren aus pleistozänen Bändertonen wären planmäßige Beobachtungen in Seen des heutigen periglazialen Raumes bezüglich ihrer Lebensbedingungen, ihrer Besiedlung, der Lebenstätigkeit der Tiere, der Erhaltungsfähigkeit von Fährten, aber vor allem auch von Resten abgestorbener Tiere und Pflanzen und die Berücksichtigung der Frage nach dem Verhalten der Lebewesen bei Eintritt der kalten Jahreszeit dringend notwendig. Bezüglich des Erwärmungsgrades solcher Flachwässer im „Sommer" werden natürlich erhebliche Unterschiede zu erwarten sein. Dies wird z. B. davon abhängen, in welchem Grade sie noch von den kalten Gletscherwässern erreicht werden oder nicht (vgl. dazu z. B. Abb. 70 und 71 in M. SCHWARZBACH 1961). Beobachtungen solcher Verhältnisse bei rezenten Gewässern entsprechenden Milieus, ebenso wie die Frage des winterlichen Verhaltens dieser Gewässer (Zufrieren, Eisbildung, Eisdicke, Sedimentation) und des jeweiligen Verhaltens der in diesen Gewässern lebenden Tiere würden die Deutung solcher fossilen Fährten mit hoher Wahrscheinlichkeit aus dem Stadium der Vermutung befreien, so daß auch bei der Ausdeutung solcher Lebensspuren durch rezente Vergleiche ein höheres Maß von Sicherheit erreicht werden könnte.

Schrifttum

ABEL, O.: Vorzeitliche Lebensspuren. - Jena 1935.

BITTNER, A.: Besonderheiten der Bewegungsformen der Wachsmotten als Beispiel für die Untersuchung von Insektenlaufpuren. - Naturwiss. **46**, S. 119, 1959.

DAHM, D. & OTTO, W.: Lebensspuren in Bändertonen Nordwestdeutschlands. - Freiberger Forschungshefte, C 5, S. 39/40, 1953.

FIEGE, K.: Beobachtungen an rezenten Insektenfährten und ihre palichnologische Bedeutung. - Meyniana **11**, S. 1-7, Kiel 1961.

KÖWING, K.: Das angebliche Oligozän bei Verden/Aller. - Abh. naturw. Ver. Bremen **33**, S. 491-495, Bremen 1954.

LUDWIG, A.: Ein neuer Fährtenfund aus dem Bänderton. - Geo'ogie **12**, S. 493-496, Berlin 1963.

REINECK, H. E.: Marken, Spuren und Fährten in den Waderner Schichten (ro) bei Martinstein/Nahe. - Neues Jb. Geol. Paläontolog., Abh.. **101**, S. 75-90, Stuttgart 1955.

SCHMIDTGEN, O.: Tierfährten im oberen Rotliegenden bei Mainz. (Mit einer Diskussionsbemerkung von J. WEIGELT). - Paläonto'og. Z., **9**, S. 101-109, Berlin 1928.

SCHWARZBACH, M.: Tierfährten aus eiszeitlichen Bändertonen. - Z. f. Geschiebeforschg. und Flachlandgeologie **14**, S. 143-152, Frankfurt/Oder 1938. - - Das diluviale Klima während des Höchststandes einer Vereisung. - Z. deutsch. geol. Ges. **92**, S. 565-582, Berlin 1940. - - Das Klima der Vorzeit. - 2. Aufl., Stuttgart 1961.

SEILACHER. A.: Die geo'ogische Bedeutung fossiler Lebensspuren. - Zeitschr. deutsch. geol. Ges. **105**, S. 214-257, Hannover 1954. - - Lebensspuren als Leitfossilien. - Geol. Rdsch. **49**, S. 41-50, Stuttgart 1960.

Manuskr. eingeg. 1. 11. 1963.

Anschrift des Verf.: Prof. Dr. Hans Murawski, Geolog. Institut der Universität Köln, Zülpicher Straße 49.

Eiszeitalter und Gegenwart	Band 15	Seite 54-65	Öhringen/Württ., 1. November 1964

Über erste postglaziale Bodenbildung, nach einem Vergleich der Bodenbildung in Skandinavien und im deutschen Raum

Von Eberhard Ostendorff, Stuttgart

Mit 6 Abbildungen im Text

Zusammenfassung. Die wichtigsten Züge der Bodenbildung in Skandinavien werden beschrieben und mit den entsprechenden im deutschen Raum verglichen. Die Dauer der Bodenbildung reicht in Skandinavien von der Gegenwart (am Svartisen) bis zu ca. 9 - 10 000 Jahre zurück. Man kann hier heute noch alle Stadien, einerseits von primärem Naßboden (Moor und Bruch) oder andererseits, auf trockenen Substraten, von Skelettböden zu Waldboden verfolgen. Auffällig ist in Skandinavien eine besondere mullartige Braunerde. Eine ganz ähnliche kommt auch in Deutschland vor, aber nur auf spätglazialen Sedimenten der jüngeren Tundrazeit. Beide sind also altersähnlich. Auch ihr Substrat ist ähnlich (sand- und schluffreich, karbonatarm oder -frei). Diesen Typ kann man deshalb auch für den deutschen Raum als erste Waldbodenbildung viel weiter verbreitet ansehen, besonders auf leichteren Substraten, wie in der Lüneburger Heide usw., der hier aber, infolge der viel längeren Dauer, in Podsol übergegangen ist.

Summary. The most important soils of Scandinavia are compared with those of Germany. In Scandinavia the formation of soil can be traced back from the presence (at the Svartisen) until some 10 000 years ago, and this may be based as well on wet as on dry soils. A special feature in Skandinavia is a very soft Brown Earth. Very much the same soil can be found in Germany, but only on lateglacial sediments of the late Dryas-age. Both are of almost the same age. They are alike in their character of sediment and content of carbonate. Therefore this type may probably be considered as the first important formation of soils under wood on sandy grounds in Germany.

1. Einführung und Problemstellung

Die letzte Eiszeit hat sowohl in glazialen wie in periglazialen Gebieten die letztinterglazialen Böden weitgehend vernichtet. Nur hier und da sind Reste davon erhalten geblieben, in Tiefländern und Senken durch schonende Zusedimentierung und in Gebirgen und Hochländern in Spalten und Klüften (E. Ostendorff 1954, 1964; da ausführliches Schrifttum). Aber alle diese Reste sind zumeist weit vorgeschrittene Stadien der Bodenbildung wie degradierte Schwarzerden, sekundäre Braunerden usw.

Die Böden, die sich in Mitteleuropa im Postglazial entwickelt haben, entsprechen den fossilen Relikten aus der letzten Warmzeit weitgehend. Die Schwarzerden sind vorwiegend degradiert oder schon in Braunerden übergeführt (H. Stremme 1930, 1936). Die primären Braunerden sind im allgemeinen zu Podsolen geworden. Diesen Übergang kann man noch häufig im ostelbischen jungpleistozänen Moränengebiet in den „zweiphasigen Böden" beobachten. Ein unterer Braunerderest geht (meist über fleckige Bleichzone) nach oben in einen rostfarbenen B-Horizont über. Häufig ist dieser gelblich-fahl. Er entspricht den von Ehwald und Kundler (1961, 1962) beschriebenen Fahlerden (wobei natürlich auch der untere Braunerderest gänzlich verschwunden sein kann). Von diesen zweiphasigen Böden oder den Fahlerden kann man dann, im vorgeschrittenen Stadium alle Übergänge zu echten Podsolen beobachten.

Wie aber die erste Bodenbildung am Ende der letzten Eiszeit im mitteleuropäischen Raum ausgesehen hat, ist da nirgendwo konserviert geblieben. Dafür kann man nur Anhalte in Gebieten bekommen, die erst in jüngerer Zeit eisfrei geworden sind. Hochgebirge, wie die Alpen eignen sich da weniger dafür, denn da haben wir es immer mit den typischen Eigenschaften von Gebirgsböden zu tun. Der flache skandinavische Schild und besonders seine Moränengebiete bieten günstigere Möglichkeiten. Auf zwei Reisen, 1937 durch Finnland und 1962 durch Norwegen und Schweden, bis über den Polarkreis, wurde ich

direkt auf dieses Problem gestoßen. Der ersten Bodenbildung sind auf einem eisfrei gewordenen Material 3 Wege offen:

a. Auf undurchlässigem Material (wozu auch exarierter Fels gehören kann), setzt gleich Naßboden, gewöhnlich Moorbildung ein.
b. Auf genug dränierendem Material muß (wenn auch nur für kürzere Zeit) ein AC-Profil entstehen (Skelettboden oder Ranker; rendzina- oder schwarzerdeartige Böden).
c. Auf halbdurchlässigem Material können zunächst alle Bodenbildungen einsetzen, werden aber sehr bald in „staunasse" Typen (Bruchböden, Pseudogleie usw.) übergehen und dann in sekundäre Moorböden.

2. Beobachtungen über junge Bodenbildungen in Skandinavien

a) Moorbildung

Den ersten Weg (mit primärer Moorbildung) beobachtete ich am Svartisen (Norwegens größten rezenten Gletscher, am Polarkreis). Der zurückgehende Gletscher gibt nackten Fels frei. In flachen, feuchten Dellen wächst direkt auf dem Fels bereits hier und da Wollgras *(Eriophorum vaginatum)* und hat z. T. auch schon eine dünne Lage modrigen Torf gebildet (Abb. 1). Mäßige Meereshöhe mit verhältnismäßig hohen Sommerniederschlägen (naher Golfstrom), häufige Nebel und hohe Luftfeuchtigkeit, sowie geringe Verdunstung (mäßige mittlere Jahrestemperatur) begünstigten das Moorwachstum auf nacktem Fels. So findet man denn auch im nördlichen Skandinavien weit verbreitet Moore, die unmittelbar auf Fels basieren. Ja sogar im südlichen Norwegen fand ich solchen „Felstorf" in weniger als 250 m NN am Mjösa. Der Torf ist oft nur 20 bis 30 cm mächtig, erreicht aber auch zuweilen über 100 cm. Diese Moore haben mit unseren keinerlei Ähnlichkeit. Zwar suchen auch sie das Gelände auszunivellieren, doch ist ihnen das nur selten gelungen. Meist ziehen sie sich noch „über Berg und Tal" dahin. Auch ihre Vegetation hat einen anderen Charakter. Wo das Moor noch flachgründig ist, herrscht ein mehr waldartiges Bild. Wo es mächtiger wird, lichtet sich der Wald, verschwindet aber selten ganz (die Baumwurzeln finden in den nahen Felsspalten genug Nährstoffe und auch noch wohl

Abb. 1. Wollgras als Moorpioniervegetation auf gerade vom Eis verlassenem Fels; am Svartisen.

zirkulierendes sauerstoffbeladenes Wasser). Den Wald bilden vornehmlich Birken und Kiefern, z. T. auch Fichten. Sphagnum- und Vacciniumarten stellen die Hauptbodendecke. An lichteren Stellen gesellen sich dazu Wollgras, Zwergbirke *(Betula nana)*, arktische Brombeere *(Rubus arcticus)*, Zwergwacholder und verschiedene Gräser. Die Moore haben also gleich vom Beginn an mehr den Charakter unserer Übergangs- oder Waldmoore (wenn auch unter anderer Vegetation) und behalten den auch bei. Der Torf ist voluminös, faserig und stark durchwurzelt. Solche „Übermoorungen" sind aber nicht auf Fels beschränkt.

Abb. 2. Bewaldete Torfdecke überzieht trockenen, oxydierten Moränenbuckel; bei Lillehammer.

Abb. 2 zeigt eine 20 cm starke Decke zersetzten Torfes auf einem Moränenbuckel, mit allseitig bestem Gefälle, bei Lillehammer (180 m NN, ca. 61° Breite). Es ist regelrechter Torf, kein Rohhumus. Teilweise ist unter ihm eine schwache Bleichzone von 1—2 cm entwickelt. Sonst folgt gleich die oben stark eisenschüssige Moräne. Die Hauptvegetation stellt heute ein dichter Birkenwald, dessen Wurzeln im Torf und unmittelbar darunter vorwiegend waagrecht verlaufen. Diese Moorbildung stammt wohl aus der Zeit, als der Seespiegel noch die Kuppe umspülte. Nach Senkung kam es zur Austrocknung und Zersetzung. Die nordischen Moorbildungen dürfen wir sicher nicht auf unsere postglazialen Verhältnisse übertragen. Bei uns setzte die Moorbildung im allgemeinen ja nicht unmittelbar nach dem Eisrückzug ein, sondern nahm erst später ihren Ausgang von verlandenden Depressionen (von Mudden über Flachmoor zum Hochmoor), wobei sie mit dem „Aufwachsen" auch über sandige Geest hinweggriff. Es fehlte bei uns wohl die genügend große Luftfeuchtigkeit und genügend tiefe mittlere Jahrestemperatur, um auch auf Moränen usw. Moor aufwachsen zu lassen. Natürlich kommen auch in verlandenden Depressionen Skandinaviens ähnliche Moore wie bei uns vor. Sie sind aber gegenüber den typischen „waldmoorähnlichen" viel seltener. Das ist mit darauf zurückzuführen, daß Verlandungen in unserem Sinn da seltener sind. Infolge der steten Landhebung werden die Depressionen fortwährend erosiv angezapft, so daß Randgebiete (meist mit Geröll, Kies und Sand) trocken fallen.

b) Bruchbildungen

Ein anderer Naßboden ist der Bruchwaldboden oder staunasser Waldboden, Stagno- und Pseudogley nach Kubiëna (1953) und Mückenhausen (1959). Er gehört

sicher zu den primären postglazialen Bodenbildungen auf staunassen Substraten. Bei uns ist er infolge längerer Zeitdauer meist stärker verändert (gebleicht, oft versandet und ausgetrocknet, oder vermoort). In Skandinavien findet man ihn meistens wenig verändert, mosaikartig andere Böden durchsetzend. O. TAMM (1931) beschreibt ihn als „graublauen Sumpfboden". Unter einem stark humosen (oft rohhumusartigen bis torfigen) A-Horizont von 10 bis 20 cm folgt, scharf abgesetzt, ein graublauer (oft tintig aussehender) gleyartiger G-Horizont. Der ist gewöhnlich nur 5 bis 15 cm mächtig. Ihm folgt gleich der unveränderte Untergrund. An der Oberfläche vom G-Horizont ist fast stets eine Steinsohle entwickelt. Die finden wir aber auch bei uns oft. Sie ist sicher durch Auffrieren in dem staunassen Bodenmaterial, unmittelbar nach dem Eisrückzug (im periglazialen Bereich) entstanden. Ganz anderer Entstehung sind Steinsohlen und -pflaster, die sich noch heute, besonders in schwedisch Lappland (so am Lule-älven) bilden. Bei der stetigen Einschneidung und seitlichen Verlagerung der Flüsse bleiben infolge eluvialer Erosion Steinpflaster liegen. Man findet sie unmittelbar neben dem Fluß, wo sie noch vom Wasser durchströmt und des Feineren beraubt werden, und auch in höheren Niveaus daneben, wo sie längst trocken gefallen sind. Bei durchlässigem Untergrund entstehen dann Podsole daraus. Bei mehr stauendem Untergrund wird die Steinsohle bald von Moder überdeckt und kann sogar vermooren.

TAMM unterscheidet 3 Subtypen dieses „Sumpfbodens", die auch ich überall gefunden habe. Außer dem eben beschriebenen primären Typ führt er einen anderen an, der 45 bis 100 cm mächtigen Torf entwickelt hat und darin einen eigenen Grundwasserhorizont besitzt. Darunter folgt ein feuchter, aber grundwasserfreier G-Horizont von 30—40 cm mit starken (lebhaft oxydierten) Eisenausscheidungen. Dies ist natürlich schon ein Moorboden, wenn auch eigentümlicher Art, bei dem die Staunässe oder das Grundwasser aus dem G verschwunden ist (ähnlich wie oben beschrieben, bei Lillehammer) und nun sich in dem mächtigen Torf das Wasser staut. Der dritte Subtyp ist auch ein Moorboden, bei dem aber das Grundwasser noch durch den Mineralboden hindurch bis in den A-Horizont reicht. Die Undurchlässigkeit des Torfes, bzw. seines unteren Moders bedingt sogar öfter artesischen Druck. Es ist offenbar, daß die beiden letzten Subtypen sich aus dem primären Typ zu Moorböden entwickelt haben, wie man es auch in Norddeutschland beobachtet. Man findet aber auch in Skandinavien Übergänge vom „graublauen Sumpfboden" über „Humuspodsol" zu trockenen Podsolen, wenn auch nicht so häufig wie bei uns.

c) Steppenbodenartige Bildungen

Die zweite Möglichkeit, daß sich zunächst erst ein AC-Profil bildet, ist auch in Skandinavien häufig zu beobachten. Während bei uns, besonders auf den besseren Substraten, sich zunächst an vielen Orten Steppenböden entwickelten (OSTENDORFF, 1954), sind solche aus Skandinavien bisher nicht bekannt geworden. Um so erstaunter war ich, als ich an einer Stelle in Norwegen, südlich Hamar, bei Verla (über dem Mjösa) einen schwarzerdeartigen Bode)n fand. Schon äußerlich fiel hier eine ausgedehnte, mehrere qkm umfassende Ackerebene mit üppigen, anspruchsvollen Früchten auf. Dies ist nun auch eine ganz besondere Stelle, ca. 160—200 m NN, im Regenschatten der höchsten norwegischen Gebirge von Jotunheimen und Rondane, bei weniger als 300 mm Niederschlag und bei meist wolkenlosem sonnigen Himmel. Auf der Internationalen Bodenkarte von Europa (H. STREMME, 1937) ist hier angegeben: „Brauner Waldboden, meist schwach gebleicht, z. T. nicht gebleicht — auf blockreicher Moräne, mit Kalksteinfels in kleinen Flecken und mit Salzbodenflecken". Mit „Kalksteinflecken" (Sammelbezeichnung) ist hier wohl gelegentliche Kalkbrockenbeimischung in der Moräne gemeint. Sie stammt aus den silurischen Kalken des Gebirges. Von „Salzbodenflecken" konnte ich nichts feststellen (treten vielleicht anderwärts punktweise auf). Auch ist nichts darüber gesagt,

um was für Salzboden es sich handelt. Da hier aber auch in der Moräne kambrischer Alaunschiefer mit verfrachtet sein soll, kann es sich bei der Verwitterung von Auhäufungen solchen Materials wohl um Alaunböden handeln. Zumindest besagen die „Salzflecke" auch, daß wir es hier mit semiariden Bedingungen zu tun haben (sonst wären sie längst ausgelaugt). — Wenn auch die norwegischen Mitarbeiter (an der Europakarte) sich wohl gescheut haben, hier von Schwarzerde zu sprechen, so war ihnen doch bekannt, daß es sich um einen besonderen Boden handelt. K. O. Björlykke (1913) schreibt, daß dieser Boden den volkstümlichen Namen „Svartjord" (wörtlich: Schwarzerde) hat und daß er als der fruchtbarste Boden Norwegens gilt.

Abb. 3. Aufgegrabener „Svartjord", ca. 50 cm tief.

Der A-Horizont (Abb. 3) war bei 50 cm noch nicht durchgraben (starke Geschiebeführung in dieser Tiefe und das überall stehende Getreide ließen ein tieferes Graben nicht zu). Der aufgegrabene Teil war geschiebearm (wahrscheinlich durch wiederholtes Absammeln; Björlykke spricht denn auch von einem „außerordentlich gepflegten Kulturboden"). Seine Farbe schien im frischen Zustand tiefschwarz zu sein. Nach leichter Antrocknung nahm der Boden einen sehr dunklen, leicht bräunlichen, warmen Schimmer an. Im ganzen machte er den Eindruck einer mächtigen, vorzüglich garen mullartigen Rendzina. Doch waren weder Kalkgeschiebe, noch feinverteilter Kalk festzustellen. Dagegen lag der P_H-Wert bei 7. Der Wassergehalt betrug nach 5 Wochen (in nicht ganz luftdicht verschlossener Büchse aufbewahrt) noch 20,95%. Der Glühverlust (der absolut trockenen Probe) betrug 8,35%. Den Humusgehalt hätte man höher geschätzt. Tatsächlich wird er auch höher sein, denn die Probe wurde beim Glühen rot wie Rosterde.

Der Boden hat also ziemlichen Eisengehalt. Sicher ist davon ein Teil in Form von Fe-Ionen am Humuskomplex gebunden gewesen, die beim Glühen Sauerstoff aufgenommen haben. Aber jedenfalls ist der Humusgehalt so hoch, wie ihn beste Schwarzerde aufweist — und wesentlich geringer als ihn Moorerden haben. Es kann sich also auf keinen Fall um durch Kultur veränderten moorigen Boden handeln, auch schon der neutralen Reaktion wegen nicht. Dazu ist gerade hier in der Umgebung nirgends Moor zu finden. Auch mit Braunerde (wie sie etwas weiter nördlich vorkommt) hat der Boden nichts zu tun. Es muß sich also bei diesem „Svartjord" tatsächlich um eine steppenbodenartige Bildung handeln (bei der der ursprüngliche Kalkgehalt von Humus gebunden worden ist). Allenfalls könnte es sich noch um eine vollkommen steppenartig veränderte Braunerde handeln, was ich aber wegen Fehlens von B-Horizontrelikten für unwahrscheinlich halte.

d) Skelettböden

In hohen Lagen, über der Baumgrenze, findet man in den Trockengebieten primäre AC-Skelettböden auf steinig-kiesigen Moränenmaterial. Der Boden ist mit Flechten überzogen, besonders mit der Rentierflechte. Zwergwacholder und Krähenbeere *(Empetrum nigrum)* sind eingesprengt, seltener Gräser und Seggen. Das nackte Geröll lugt überall durch. Der A-Horizont besteht meist nur aus einer 1—3 cm tiefen, leicht humifizierten Zone, worunter gleich unverwittertes oder oben leicht durch Rost verfärbtes, sonst unverändertes Material folgt. Morphologisch entspricht er weitgehend der Flechtentundra (wenn hier auch der Dauerfrostboden fehlt). Man findet ihn häufig auf den Fjellen, die in den Hochgebirgen etwas eingesenkt liegen und die sich hier durch etwas geringere Niederschläge auszeichnen. Diese Bodenbildung ist im Postglazial sicher viel weiter verbreitet gewesen, auch in tieferen Lagen, sicherlich auch bei uns, wenn heute auch nur noch in Relikten angedeutet. Solche Andeutungen gibt es noch am Isterberg bei Bentheim, in den Dörenther Klippen bei Ibbenbüren. Dann deuten die Steinsohlen des Hümmlings, der Lüneburger Heide usw. das an.

In den gleichen trockenen Fjellen kann man aber auch, unmittelbar neben den „trockenen Flechtenböden" „moorig-sumpfige Flechtenböden" (analog der „Moostundra" der Polargebiete) finden, da wo es sich um undurchlässigen Untergrund handelt. Unter dieser Bedingung genügt die geringe Verdunstung in der Höhenlage, um auch bei geringen Niederschlägen Moor zu bilden. Es wird allerdings auch nur wenige, selten bis 20 oder mehr cm mächtig. Blockwerk ragt überall noch durch. Neben Flechten wird die Vegetation hauptsächlich durch Sphagnaceen gebildet. Eingesprengt sind Zwergbirke *(Betula nana)*, Vaccinium- und Weidenarten und spärlich einige Seggen.

c) Die skandinavischen Braunerden

In den heutigen Waldgebieten (bis zur Baumgrenze) ist diesen Skelettböden sicher bald Waldboden gefolgt, wohl weniger gleich als Podsol, sondern als die hier schon lange bekannte, besondere „skandinavische Braunerde" (K. Lundblad 1924; - B. Aarnio 1925; - H. Stremme 1930a; - V. T. Aaltonen 1948). Sie kommt auf allen Substraten vor, wenn sie sich auch auf lehmiger Moräne am längsten gehalten hat und deshalb da heute am meisten zu finden ist. Sie tritt unter Buchenwald auf (nur in Südschweden), unter Eichen- und Haselmischwäldern (in Mittelschweden und Südfinnland), aber auch unter grasreichen Kiefern-Birkenwäldern. In Schweden und Norwegen reicht sie bis zum 64. Breitengrad und da noch bis 300 m NN, bis nördlich von Östersund und Strömsund — weit nördlicher als Eiche vorkommt. Die Braunerde hat keinen Rohhumus, sondern gewöhnlich einen gut zersetzten Mull von 1 bis wenigen cm. Darunter folgt der vorzüglich gekrümelte, mullartige, gut humose A (gewöhnlich 10—12, selten bis 20 cm) mit oft 6 — 8 % Humus (!). Er ist reich durchwurzelt und belebt. Man geht darüber wie auf einem dicken federnden Teppich. Ganz allmählich, ohne

jede scharfe Grenze geht der A in den schmutzig humusbraunen B über, der sich auch durch ein sehr lockeres, schwammiges bis krümelndes Gefüge auszeichnet. Sein Humusgehalt kann noch einige Prozent betragen. Die Gesamtmächtigkeit des Bodens (bis zum unverwitterten C) geht selten über 40—50 cm (nur im Süden gibt es mächtigere). Gegenüber den mitteleuropäischen Braunerden bemerkt man in den typisch skandinavischen (außer in den Übergangsgebieten zu den Podsolen) keinerlei Bleichhorizont, nicht einmal Bleichflecken oder -körner. Die Verwitterung der Silikate ist im A und B gleich wenig vorgeschritten. Eine Stoffverlagerung ist durch Analysen nur in geringem Umfang nachzuweisen (kaum größer als in Schwarzerden). Der Gehalt an Sesquioxydgelen ist im A und B ziemlich gleich groß und nimmt erst im C merklich ab. Seltener findet man im B leicht erhöhten Eisengehalt, aber kaum Tonverlagerung. Der A unterscheidet sich vom B nur dadurch, daß er schwärzlich ist, humusreicher, lockerer und belebter. Im B übertönt wohl das Eisengel die geringere Humusmenge schmutzigbraun. Alle vorliegenden Analysen (oben genannter Autoren) zeigen mit großer Übereinstimmung folgende Bodendynamik:

a. Freier Kalk (soweit das Ausgangsmaterial überhaupt solchen besaß) ist ausgewaschen bzw. an Humus gebunden worden.

b. An Silikaten gebundenes Ca, Mg, Na, K zeigen im A und B (gegenüber C) selten keine, meist geringe Abnahme (von 10-20%).

c. Kieselsäure ist im Oberboden allgemein nur um 1% gegenüber C vermehrt.

d. Tonerde (insgesamt) ist oft in allen Horizonten gleich. Selten hat A daran ein Defizit (bis 10 und 12%) gegen B oder C. In Gelform ist Tonerde im A und B doppelt und mehrfach angereichert als im C.

e. Eisen (als Fe_2O_3) ist im A (gegen C) gewöhnlich um 5-10%, selten bis 15% verarmt; im B ist es (gegen C) gleich oder leicht erhöht.

Nachfolgend beschreibe ich 3 Profile auf 3 typischen Substraten:

Bei Vitlycke, Schweden, ca. 58,5° Breite, unter Birken-Eichenmischwald mit reicher Gras- und Krautdecke

A 17 cm grauschwarzer, humusreicher (6,4%), schwach bindender Sand mit Steinen, mullartig, stark durchwurzelt und belebt (pH 5,5)

B 28 cm fast unmerklicher Übergang in schmutzig braunen, schwach bindigen steinigen Sand (mit noch 1,3% Humus), locker (pH 6); nach unten heller und rostfarbener werdend

C graue, unverwitterte, geröll- und geschiebereiche sandige Moräne.

Dies Gebiet ist erst vor 8000 bis 8500 Jahren aus dem Meer aufgetaucht. Der Boden kann also nicht älter sein.

Viehweide zwischen Hamar und Ringsaker, Norwegen, bei fast 61° Breite

A 16 cm schwarzer, stark humoser krümelnder sandiger Lehm, stark durchwurzelt, oben filzig, unten mullartig (pH 6)

B 34 cm allmählicher Übergang in schmutzig braunen steinig sandigen Lehm, locker-krümelig; nach unten zu mehr lebhaft kräftig braun und polyedrisch werdenden

C unveränderte graue Moräne (pH 7; Karbonat nicht feststellbar).

Das Alter dieses Bodens muß ähnlich wie das des ersteren sein, da dies Gebiet erst etwa zu gleicher Zeit eisfrei wurde.

Bei Traryd, Smaland, unter Kiefernwald mit Birke, Buche, Fichte, Preiselbeere *(Vaccinium vitis idaea)*, Heide *(Calluna vulgaris)* und Gras (Abb. 4)

A 4-7 cm schwarzer, gut humoser, schwach lehmiger Sand, mit viel Geschiebe, locker-krümelnd, stark durchwurzelt (pH 5)

B 4-48 cm allmählicher Übergang; von oben nach unten erst schwarzbraun, dann schmutzig braun und unten gelbbraun werdend; locker-schwammartig, feinpolyedrisch, stark durchwurzelt (pH 6)

C graue geröll- und geschiebereiche Moräne (in die noch Wurzeln gehen).

Sogar hier (unter lockerer Heidegewächsdecke) ist keine Bleichung zu bemerken, obwohl wir dazu gerade hier mit längerer Dauer, mit mindestens 10 000 Jahren rechnen müssen.

Aus allen Profilen (obige sind nur eine Auswahl aus vielen) geht mit Sicherheit hervor, daß es sich um primäre Braunerden, von besonderem Gepräge handelt, die

Abb. 4. Typische schwedische mullartige Braunerde, auf steinig-sandig-lehmiger Moräne; bei Traryd.

unter gras- und krautreichen Wäldern aus dem AC-Skelett sich entwickelten. Dagegen sind die Braunerden in Deutschland meist sekundär aus Schwarzerden und Rendzinen entstanden (H. STREMME 1930b; E. OSTENDORFF 1954) — oder, soweit sie primär sind, sind sie weitgehend verändert, zu Lessivés (P. KUNDLER 1961, 1962; E. SCHLICHTING 1962), zu Pseudogley usw. (W. KUBIËNA 1953; E. MÜCKENHAUSEN 1959) oder gar zu Podsolen (E. OSTENDORFF 1943; G. REUTER 1962). Nur im südlichsten Schweden und auf den dänischen Inseln finden wir ähnliche veränderte alte Braunerden. Wir dürfen deshalb wohl annehmen, daß auch bei uns im Postglazial überall da, wo nicht Schwarzerden und dergleichen (in klimatisch bevorzugter Lage und auf günstigen Substraten) zunächst entstanden, die oben beschriebene mullartige Braunerde der erste Waldboden war. Wir wissen ja auch, daß unsere Heideböden, vornehmlich erst in geschichtlicher Zeit entstanden sind. So war die Lüneburger Heide bis ins Mittelalter mit grasreichen Eichen-Buchenmischwäldern u. ä. bestanden (K. BERTSCH 1952). Sicher herrschte damals schon ein mäßiger Podsol. Bei der Kartierung von Thansen fand ich neben bronce- und eisenzeitlichen Grabhügeln Ortstein, unter diesen aber nur einen leicht eisenschüttigen B-Horizont. Den kann man sich aus einer Braunerde entstanden, gut vorstellen, zumal man an manchen Stellen noch Andeutungen davon findet. Sichere Hinweise dafür findet man in der ostelbischen Jungmoränenlandschaft in den schon erwähnten „zweiphasigen Böden" (Podsol über Braunerderest; E. OSTENDORFF 1943). Dafür sprechen ferner die neueren Beobachtungen von E. SCHÖNHALS (1957). Er fand in Hochlagen junge lößartige (aber kalkfreie) Bildungen aus der jüngeren Dryaszeit, auf denen ganz ähnliche lockere Braunerden entwickelt sind, wie sie die typischen skandinavischen darstellen. Sie besitzen ein ebensowenig differenziertes Profil wie die skandinavischen, sind ebenso locker und „federnd" und wurden später auch als „Lockerbraunerden" bezeichnet. Und diese Böden haben auch ein ganz ähnliches Alter wie die skandinavischen Braunerden.

f) Übergang zu Podsolen

Da, wo die Gräser aus den Wäldern mehr verschwinden und einer geschlossenen Decke von Heidegewächsen, Moosen u. ä. Platz machen (und wo auch gleichzeitig die Regenwürmer zurücktreten), hört die Braunerde auf. Das ist besonders zu beobachten, je weiter

Abb. 5. Flachgründiger Podsol auf sandiger Moräne; Schweden, nahe Polarkreis.

man nach Norden kommt. Doch hat auch hier zunächst wohl überall Braunerde geherrscht, denn wir finden da Übergänge wie folgendes Profil:

Zwischen Vilhelmina und Dorotea, Schweden, 64° Breite, unter Kiefernwald mit Birke, Fichte, dichter Preiselbeer- und Moosdecke

A_0 1- 3 cm Rohhumus
A_1 1- 2 cm schwärzlicher humoser Sand (pH 4)
A_2 2- 4 cm schwache hellgraufleckige Bleichzone
B_1 5 cm dichter, aber noch lockerer rostiger Sand mit Geschieben
B_2 5- 7 cm allmählich in bräunlicheren leicht lehmigen Sand übergehend, locker-polyedrisch
B_3 5-15 cm schwach rostiger Sand mit Geschieben, geht allmählich in:
C graue schwach lehmig-sandige Moräne.

Offenbar hat, genau wie bei uns, die dichte Heidegewächsdecke (vornehmlich Vacciniumarten; weniger *Calluna vulgaris*, die bei uns so wichtig ist) die Podsolidierung forciert. Sie ist sicher sekundär. Aus der nacheiszeitlichen Vegetationsentwicklung wissen wir, daß zunächst lichter Birkenwald bzw. bald ein lichter Birken-Kiefernwald, mit vielen Kräutern und Gräsern herrschte (K. Bertsch 1952).

g) Die Podsole

Von 64° Breite an, nach Norden verschwinden in Schweden auch die letzten gebleichten Braunerden und machen Podsolen Platz, wobei auch gleichzeitig die Profiltiefe abnimmt. Abb. 5 zeigt einen hier typischen Podsol, 24 km südlich Jokkmokk, Schweden, nahe dem Polarkreis. Die gesamte Profiltiefe (bis C) beträgt nur 30—34 cm. Unter Kiefernwald mit Preiselbeerdecke und Flechten ist ein bis 3 cm starker Rohhumusfilz entstanden. Darunter findet sich eine bis 6 cm starke, deutliche Bleichzone, der ein gleichmäßig rostiger B folgt. Die Rostfärbung verliert sich allmählich gegen C. O. Tamm (1931) beschreibt eine ganze Reihe von Podsolprofilen aus dem nördlichen Schweden, die durchweg dem oben beschriebenen Typ ähnlich sind (nur die oben schon erwähnten feuchten Humuspodsole haben mächtige Rohhumusdecken). Ähnlich wie O. Tamm teilt auch B. Frosterus (1914) in Finnland die Waldböden ein. Die „trockenen Podsole" haben im Mittel:

Rohhumusdecke: geringer als 10 cm (oft nur dünner Filz)
Bleichzone: 2,9-13 cm, grauweiß, unregelmäßig, aber scharf abgesetzt
B-Horizont: 10 -20 cm Rost- oder Orterde, zuweilen rostbraungelb.

Nach den in der Literatur mitgeteilten Profilen ähneln sich die Podsole im Norden von Skandinavien. Das konnte ich auch in vielen Aufgrabungen in allen 3 Ländern (Norwegen, Schweden, Finnland) bestätigt finden, ob auf Moräne oder Terrassensand. Nur auf lehmigerer Moräne sind Rohhumus und Bleichzone gelegentlich markanter. Die unregelmäßige Ausbildung der A/B-Grenze führt O. Tamm auf seitliche Wasserbewegung (bei gefrorenem Untergrund oder unregelmäßiger Stauschicht) zurück, wie es E. Schlichting (1963) neuerdings in den Alpen annimmt. O. Tamm's Untersuchungen zeigen, daß die meisten Minerale (auch in der Bleichzone), selbst Feldspäte wenig zersetzt sind. Im Mittel sind 7,5% der Basen aus dem A fortgeführt. Damit nähern sich diese Podsole, wenigstens in chemischer Hinsicht dem „Kryptopodsol" und morphologisch dem „Zwergpodsol" — auch im Flachland, obwohl ihr Alter mit 8000 bis 5000 Jahren angesetzt wird.

Natürlich gibt es auch kräftigere Podsole hier im Norden. Sie sind aber Ausnahme. von O. Tamm (1931) wird in seiner umfangreichen Abhandlung nur ein einziges Profil stärkerer Bleichung erwähnt. Und ich habe auch nur ein einziges Profil eines starken Podsols im Norden zu sehen bekommen (Abb. 6):

L ö n s d a l / Norwegen, nördlich Polarkreis, ca. 500 m NN, unter lichten Kiefern
A_0 dünner Rohhumusfilz
A_1 1-3 cm schwärzlicher humoser Sand (pH 3,5)
A_2 20 cm scharf abgesetzter, schneeweißer, ziemlich feiner Sand mit Geschieben, dicht, z. T. staubartig
B 17 cm kräftig rostrote Orterde, teils ortsteinartig; zieht sich taschenförmig, aber scharf abgesetzt in C hinein
C sehr grobes, graues Moränengeröll.

Ob der Podsol des hohen Nordens primär ist (sich unmittelbar aus dem Skelettboden entwickelt hat) oder sekundär, ist hier nicht zu entscheiden (weiter im Süden ist er sicher sekundär). Es ist möglich, daß es in diesen Breiten nie eine Vegetation gab, die Braunerde begünstigte (Graswälder) und wie es sie im Postglazial gleich bei uns gab und im südlichen Skandinavien z. T. noch gibt. Im Norden entstand wahrscheinlich gleich eine Decke aus Flechten, Moosen und Beersträuchern, die eine, wenn auch langsame und schwache, Podsolierung begünstigten, wie man es auch heute noch auf den Fjellen beobachten kann.

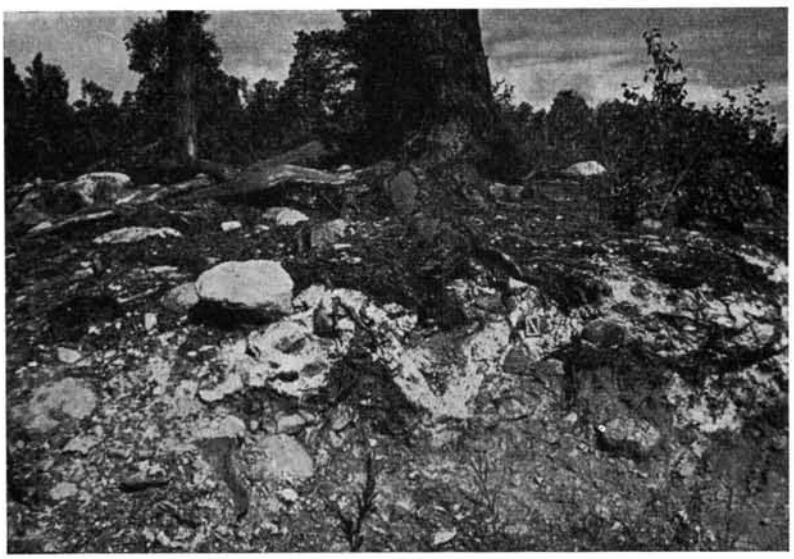


Abb. 6. Stark gebleichter Podsol (mit schneeweißem A_2 und mit geringem B) auf steiniger Moräne; nördlich des Polarkreises.

h. Beziehungen der Pflanzen zum Boden in Skandinavien

Welchen Einfluß die Vegetation auf den Boden hat, ersieht man schon daraus, daß in allen skandinavischen Ländern (einschließlich Dänemark) die Waldböden auch nach ihren charakteristischen Pflanzen eingeteilt werden. Als Beispiel wähle ich die finnische (A. K. CAJANDER, 1921). Es werden 3 Gruppen von Waldtypen unterschieden:

a. Hainwälder (6 Typen), vorherrschend Laubbäume, dann Fichte, Bodendecke: Gräser, Kräuter; vorherrschende Böden: Braunerde, degradierte Braunerde und Bruchwaldböden.

b. Frische Wälder (4 Typen), vorherrschend Fichte (mit Birke und Kiefer), Bodendecke: Heidel- und Preiselbeere, viel Moos; herrschender Boden: Tiefgründiger Podsol (oft mit mäßiger Staunässe) und Humuspodsole.

c. Heidewälder, trockene Kiefernwälder (mit Birke und Fichte; Böden: Flachgründige, trockene Podsole, mit geringem Rohhumus; mit folgenden Typen:
   1. Vacciniumtyp, *Vaccinium vitis idaea* herrschend (mit etwas Myrtillus: ist deshalb Übergang zum „Myrtillustyp", des letzten Typs voriger Gruppe). Ich selbst fand in Finnland in diesem Typ, wenigstens im Untergrund stets eine stauende Schliere.
   2. Empetrum-Myrtillustyp, mit *Empetrum nigrum* und *Myrtillus nigra;* untergrundstrocken; kommt in höheren Breiten vor.
   3. Callunatyp, herrschend: *Calluna vulgaris* (mit Moosen und Flechten), sehr trockener Boden, besonders in mittleren Breiten auf Terrassenschottern u. ä.
   4. Myrtillus-Cladoniatyp, sehr flachgründige und trockene Standorte, besonders im Norden, zuweilen auch im Süden.
   5. Cladoniatyp, sehr lichte Kiefernwälder (z. T. mit Birke) mit dichter Flechtendecke (besonders Rentierflechte), sehr flachgründige und trockene, felsskelettreiche Standorte, aber auch auf reinen Sanden.

Mit der Gruppe der „Heidewälder" sind wir in das Gebiet der primären Podsole des Nordens gekommen. Besonders mit den letzten beiden Typen kommen wir gewöhnlich an die Baumgrenze. Der Wald verschwindet, wofür Zwergwacholder und Krähenbeere einspringen, oder Flechten herrschen fast ausschließlich. Ein Bodenprofil ist zunächst noch schwach angedeutet, im Sinne eines Podsols, dann geht es meist unmerklich in die oben beschriebenen AC-Skelettböden, das erste postglaziale Stadium der höheren Breiten über. Man ersieht auch daraus, daß hier die Podsole sicher primär sind.

Schrifttum

AALTONEN, V. T.: Boden und Wald. - Berlin 1948.
AARNIO, B.: Braunerde in Fennoskandia. - Mitt. internat. bodenkundl. Ges., N. F., **1**, 1925.
BERTSCH, K.: Geschichte der deutschen Wälder. - Jena 1952.
BJÖRLYKKE, K. O.: Norges kvartaergeologi. - Norges Geologiske Undersökelse, Nr. 65, Kristiania 1913.
CAJANDER, A. K. & Y. ILVESSALO: Über Waldtypen. II. - Acta forest. fam., Helsingfors 1921.
FROSTERUS, B.: Zur Frage nach der Einteilung der Böden des finnländischen Moränengebietes. - Helsingfors 1914.
KUBIËNA, W.: Bestimmungsbuch und Systematik der Böden Europas. - Stuttgart 1953.
KUNDLER, P.: Lessivés (Parabraunerden, Fahlerden) aus Geschiebemergel der Würmeiszeit im norddeutschen Tiefland. - Z. Pflanzenernähr., Düng., Bodenkunde, **95**, 1961 zitiert: EHWALD). - - Berücksichtigung der Übergänge zwischen den Braunerden und Podsolen in der Bodensystematik. - Ebenda, **96**, 1962 (zitiert: EHWALD).
LUNDBLAD, K.: Ett bidrag till kännedomen om brunjords - eller mulljordstypens egenskaper och degeneration i södra Sverige. - Meddel. Stat. Skogsförsöksanstalt, häfte 21, Nr. 1, Stockholm 1924.
MÜCKENHAUSEN, E.: Die wichtigsten Böden der Bundesrepublik Deutschland. - Frankfurt 1959.
OSTENDORFF, E.: Sammlung von 24 Bodenbildern aus verschiedenen deutschen Gauen. - Schri. d. Landeskl. Forschungsst. Danzig. Reihe III, **2**, 1943. - - Fossile Schwarzerden und Waldböden in Südwestdeutschland und ihre Bedeutung für die Diluvialgeschichte. - Z. Pflanzenernähr. Düng. Bodenkunde, **65**, 1954. - - Die Böden der Schwäbischen Alb. - Beitr. f. Jahrbücher f. Statist. u. Landeskunde von Baden-Württemb., 1964.

REUTER, G.: Lessivé-Braunerde-Interferenzen auf Geschiebemergel. - Z. Pflanzenernähr. Düng. Bodenkunde, **98**, Heft 3, 1962. (Abb. 2).

SCHLICHTING, E. & P. BLUME: Art und Ausmaß der Veränderungen des Bestandes mobiler Oxyde in Böden auf jungpleistozänem Geschiebemergel und ihren Horizonten. - Z. Pflanzenernähr. Düng. Bodenkunde, **96**, 1962.

SCHLICHTING, E.: Zur Deutung von „Ortstein"-Böden im subarktisch-alpinen Gebiet. - Z. Pflanzenernähr. Düng. Bodenkunde, **100**, 1963.

SCHÖNHALS, E.: Spätglaziale äolische Ablagerungen in einigen Mittelgebirgen Hessens. - Z. Eiszeitalter u. Gegenwart, **8**, 1957.

STREMME, H.: Die Braunerden. - Hb. d. Bodenlehre, **3**, Berlin 1930(a). - - Degradierte Böden. - Ebenda, **3**, 1930(b). - - Die Böden Deutschlands. - Ebenda, **5**, 1930(c). - - Bodenkarte des Deutschen Reiches. - Petermanns Geograph. Mitt., Ergä.heft 226, Gotha 1936. - - Internationale Bodenkarte von Europa. - Danzig-Berlin 1937.

TAMM, O.: Studier över jordmaonstyper och deras förhaollande till markens hydrologi i nordsvenska skogsterränger. - Meddelanden fraon Statens Skogsförsöksanstalt, häfte 26, Nr. 2, Stockholm 1931 (dort weitere Literatur).

WOLDSTEDT, P.: Das Eiszeitalter, Grundlinien einer Geologie des Quartärs, Stuttgart 1958.

Manuskr. eingeg. 19. 11. 1963.

Anschrift des Verf.: Prof. Dr. E. Ostendorff, 7 Stuttgart, Böblinger Straße 72.

Eiszeitalter und Gegenwart	Band 15	Seite 66-71	Öhringen/Württ., 1. November 1964

Ein Beitrag zur Deutung des „Gefleckten Horizontes"

Von Heinrich Rohdenburg

Mit 3 Abbildungen im Text

Zusammenfassung. Die beschriebene und abgebildete Fleckung entsteht durch postsedimentäre Humusentfernung in der Rhizosphäre. Sie kann in humosen Substraten jeglicher stratigraphischer Position innerhalb des Jungpleistozäns und Holozäns beobachtet werden und ist nicht auf bestimmte Bodentypen beschränkt.

Résumé. La tacheture telle qu'elle est décrite et représentée dans des tableaux et un photo est effectuée par la destruction postsédimentaire de l'humus dans la sphère des rhizomes. Elle se trouve dans des substrata d'humus de toute position stratigraphique quelconque du pleistocène supérieur et holocène, c'est-à-dire, elle n'est pas limitée à de certains types de sol.

Summary. The spots as described above and represented by some pictures are caused by post-sedimentary destruction of humus in the rhizosphere. They are to be found in humic material of any stratigraphical position whatever within the upper pleistocene and holocene, which is to say that they are not limited to special types of soil.

Im letzten Jahrzehnt wurde in der Quartärliteratur mehrfach über eine in Lößprofilen auftretende Erscheinung berichtet, die als „Gefleckter Horizont" (Fink 1954, 1961) oder „gefleckter Boden" (Smolikova 1960) bezeichnet wurde. Am Profil äußert sie sich durch das Auftreten gelber bzw. gelbbrauner, scharf umgrenzter Flecken von 0,5 bis über 10 cm Durchmesser innerhalb von dunkel gefärbten humosen Horizonten. Einen Eindruck davon vermittelt z. B. die Fotografie J. Bártas in Kukla, Ložek & Bárta (1962) in Bd. 12 dieser Zeitschrift (S. 85, Abb. 5), sowie die hier wiedergegebenen Ausschnitte (Abb. 1—3). Quartärkundliches Interesse fand diese Fleckung insofern, als ihr stratigraphischer Wert diskutiert wurde. Andererseits vermutete man in ihr u. a. ein bisher unbekanntes Periglazialphänomen.

Die Genese der Flecken blieb jedoch ungeklärt. Fink (1961) unterschied physikalische und chemische Entstehungshypothesen, d. h. entweder Bildung durch Einmischung von braunem Bodenmaterial in die Humuszone im Zuge von Bodenumlagerungen oder Entstehung *in situ*. Die von Smolikova (1960) durchgeführten Analysen deuteten darauf hin, daß autochthone Entstehung am wahrscheinlichsten sei. Zwischen dem Material der Flekken und dem angrenzenden humosen Boden waren nämlich keine Unterschiede in der Korngrößenverteilung feststellbar.

In Niedersachsen konnten nun Beobachtungen gesammelt werden, die diese Auffassung der autochthonen Entstehung entscheidend bestätigen.

In einem Hohlweg zwischen Dorf und Friedhof von Isingerode an der Oker (Krs. Wolfenb.) ist u. a. eine vermutlich altwürmzeitliche Folge von drei humosen Zonen über dem letztinterglazialen Boden aufgeschlossen.[1]) Während die untere Humuszone in schluffhaltigem Sand ausgebildet ist, besteht die mittlere aus sandigem Löß; beide sind autochthon bis parautochthon. Die obere Humuszone ist demgegenüber eindeutig allochthon und besteht aus humosem, schwemmgeschichtetem Sand mit einigen schluffreicheren Schmitzen. In dieser geschichteten Serie ist nun die erwähnte gelbbraune Fleckung in typischer Ausprägung vorhanden. Wie die Abbildung 1 zeigt, ist die Schichtung auch innerhalb der Flecken deutlich erkennbar. Deshalb muß hier eine postsedimentäre autochthone Fleckenentstehung angenommen werden. Wie Extraktionen mit NaOH zeigten, sind die Flecken — ihrer Färbung entsprechend — humusarm bis humusfrei, die Fleckung ist also auf

[1]) Eine ausführliche Profilbeschreibung erfolgt an anderer Stelle.

Abb. 1. Gelbbraune Flecken in schwemmgeschichtetem, humosem Sand mit einzelnen hellen schluffigen Schmitzen. Die Sedimentstrukturen sind auch innerhalb der Flecken erkennbar. Länge des Taschenmessers: 18 cm.

Humusentfernung zurückzuführen. Weitere Beobachtungen ergaben, daß die Untergrenze der Flecken nicht konkordant zur Schichtenfolge verläuft, sondern diskordant in die nach rechts ansteigende mittlere Humuszone hinunterzieht (Abb. 2): ein weiterer Beleg für postsedimentäre Entstehung. Diese Untergrenze fällt zusammen mit einem Bereich kräftiger Aufkalkung, der den oberen Teil der mittleren Humuszone und einen Teil ihres Hangenden erfaßt hat. Diese aufgekalkte Zone, deren Genese hier nicht weiter erörtert werden soll, taucht nach rechts ebenfalls diskordant ab und keilt dabei aus. Dort, wo sie nur noch geringmächtig ist, kann man beobachten, daß die Fleckung auch auf die darunter folgende, nicht aufgekalkte Humuszone übergreift, die kalkreiche Zone aber meidet (Abb. 2, Mitte).

Während die Flecken nahe ihrer Untergrenze vereinzelt auftreten, macht ihr Flächenanteil im Bereich zwischen mittlerer und oberer Humuszone über 80% aus; stellenweise ist die gesamte Graufärbung dieser nur schwach humosen Zwischenschicht völlig aufgezehrt! Dabei verschneiden sich einzelne Flecken scharf miteinander, es bleiben dann nur noch schmale graue „Vignetten“ mit der ursprünglichen Humusfärbung erhalten (Abb. 3). Rein flächenmäßig trifft die eingangs gegebene Charakterisierung „gelbe Flecken in dunkler Bodenmasse“ in diesem Horizont nicht mehr zu. Evident ist aber, daß sie — genetisch gesehen — auch hier richtig ist.

Wie Smolikova (1960) erwähnt, sind die Durchmesser der von ihr beobachteten Flekken in der Regel isodiametrisch. Wichtig ist aber weniger die Erscheinungsform an der Profilwand, sondern vielmehr die räumliche Erstreckung. Nach meinen Beobachtungen handelt es sich stets um Röhren, wobei Verzweigungen und kurze Ausstülpungen auftreten. Die Röhren können jede Richtung einnehmen; jedoch ist die Senkrechte bevorzugt. Dies

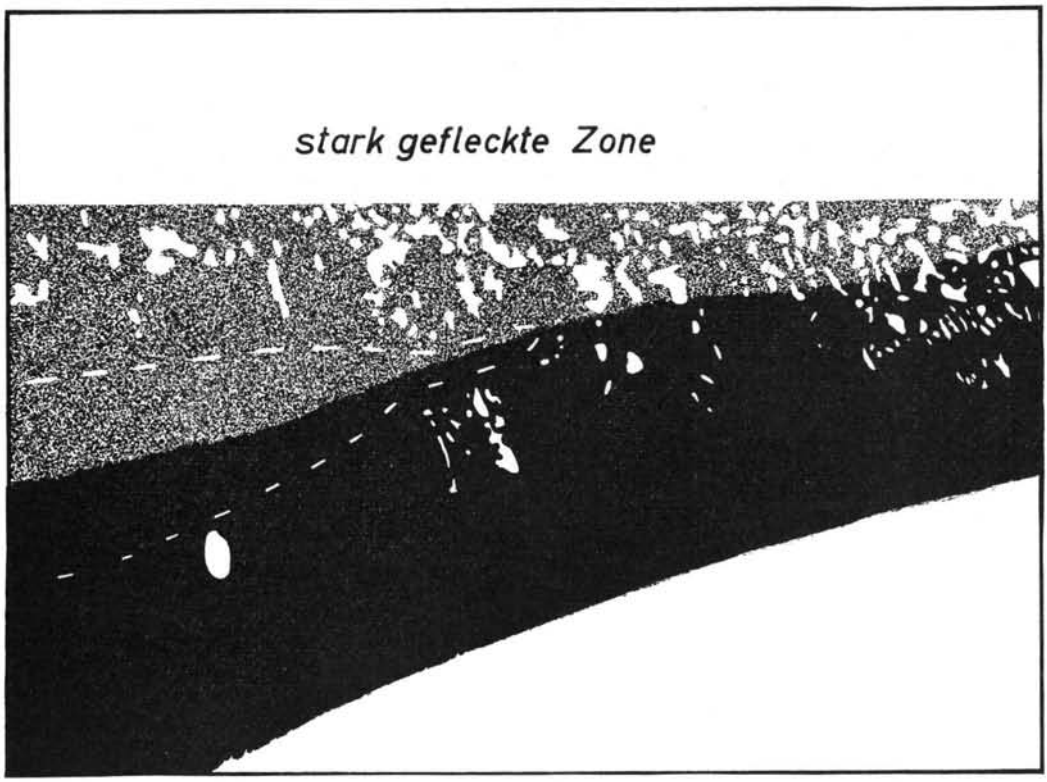


Abb. 2. Der „Gefleckte Horizont" greift in der rechten Abbildungshälfte von oben in die mittlere Humuszone hinein. Die Flecken meiden dabei die carbonatreiche Zone zwischen den gerissenen Linien. Länge der linken Seitenlinie: 1 m; nach rechts stärker werdende Verkleinerung und perspektivische Verzerrung (Zeichnung nach Foto).

äußert sich z. B. darin, daß an der Profilwand oft länglich gestreckte Flecken mit größtem Durchmesser in der Vertikalen auftreten.

Auch in der Lößgrube der Göttinger Ziegelei Meurer & Co. ist die Fleckung vorhanden, und zwar in humosen Partien, die ebenfalls dem Altwürm angehören dürften. Jeweils im Zentrum der Flecken konnte eine dünne (1/2—1 mm) noch offene Wurzelröhre festgestellt werden, an deren Rändern häufig noch Wurzelreste erhalten waren. Hier befindet sich über den gefleckten Partien eine Zone mit starker gegenseitiger Verschneidung der Flecken und darüber ein Bereich, in dem keinerlei Reste der Humusfärbung mehr erhalten sind. Extraktionen mit heißer NaOH ergaben aber, daß sowohl die Einzelflecken als auch die vollständig aufgehellte Zone noch einen geringen Humusgehalt besitzen, der über dem des normalen hellgelben Lösses liegt. Auffälligerweise befindet sich die Fleckung auch hier in kalkfreien Partien eines sonst kalkhaltigen Lößprofils. — Im Profil Isingerode waren keine Wurzelröhren zu sehen, wohl aber Störungen der Sedimentstruktur in der Fleckenmitte (Abb. 1).

Fleckungen dieser Art sind nicht auf schwarzerdeartige Humuszonen beschränkt, sondern treten auch — sogar verbreitet — in humosen Horizonten von holozänen Podsolen auf, wobei oft noch Wurzelreste in ihrem Zentrum erhalten sind. Ich konnte sie auch im A-Horizont einer Sand-Parabraunerde feststellen. Tüxen beobachtete sie häufig in Böden unter Hügelgräbern. Sah er diese Flecken zunächst als direkte Spuren eines Brandes an („trockene Destillation" des Humus, Tüxen 1957, S. 26), so halten Klausing & Tüxen

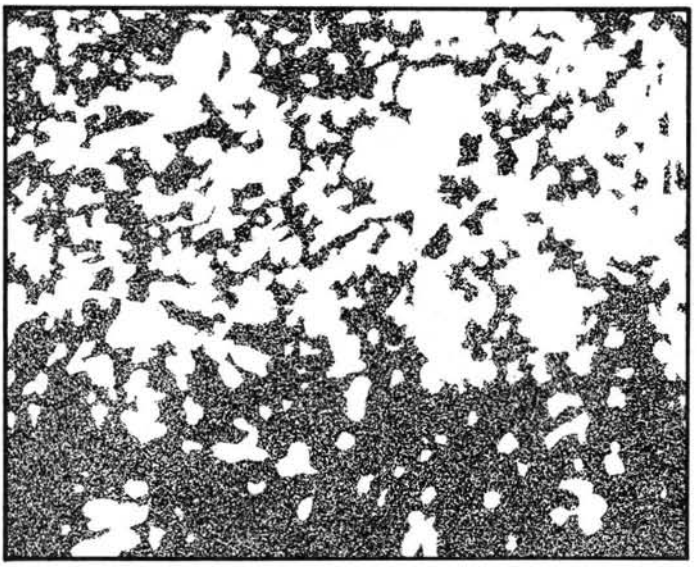


Abb. 3. Ausschnitt aus der „stark gefleckten Zone“ der Abb. 2, in der sich die einzelnen Flecken stark miteinander verschneiden. Partienweise sind nur noch Restzwickel mit der ursprünglichen Humusfärbung erhalten geblieben; die so entstandenen schwarzen Flecken in gelbbrauner Grundmasse besitzen jedoch eine völlig andersartige Umgrenzung als einzelne der gelbbraunen Flecken in der humosen Grundmasse. Länge der Seitenlinien: 50 cm.

sie später (1958) für eine indirekte Brandwirkung. Und zwar sollen die Flecken auf Humusextraktion durch KOH (hydrolytisch aus der K_2CO_3 enthaltenden Holzasche entstanden) zurückgehen. Die von REUTER (1955) in Podsolen beobachtete „Pantherung“ ist — dreidimensional betrachtet — röhrenförmig ausgebildet; REUTER vermutet deshalb „ursächliche Beziehungen zu Wurzelbahnen“. Seine Abb. 2 (auf Tafel VI) bezeugt, daß die „Pantherung“ dasselbe Erscheinungsbild besitzt wie die Fleckung im Profil Isingerode.

Die Farbe der Flecken kann sehr stark variieren. Und zwar scheint sie in der Regel die Grundfarbe des humusfreien Solums zu sein. Die auffällig gelbbraune Färbung der Flecken in schwarzerdeartigen Humuszonen erklärt sich dadurch, daß in Schwarzerde-A-Horizonten ein höherer Gehalt an freiem Eisen vorhanden ist als im normalen hellgelben Löß. So ist z. B. im Profil Isingerode die Fleckenfarbe in der mittleren und auch in der oberen Humuszone charakteristisch gelbbraun; in der schwächer humosen Zone dazwischen unterscheidet sie sich kaum von der Eigenfarbe des Lösses; in naßbodenartig überprägten Partien ist sie deutlich gebleicht.

Wie gemeinsam mit Herrn Dr. B. MEYER an einem Podsolprofil angestellte Beobachtungen ergaben, dürfte in einigen Fällen die Humusentfernung auch mit einer gewissen Eisenmobilisierung verbunden sein; und zwar konnten — der Färbung nach — sowohl eisenreichere als auch eisenärmere Partien festgestellt werden. Die Mehrzahl der Flecken besaß aber auch hier die Eigenfarbe des humusfreien Sandes.

Wie weitere Beobachtungen an rezenten Podsolen zeigten, ist die Fleckung nicht an einen bestimmten Horizont gebunden. Sie kann vielmehr überall dort vorkommen, wo Humusstoffe färbend in Erscheinung treten, und konnte seither bis zu einer Tiefe von 1,50 m unter der Oberfläche festgestellt werden.

Da vor allem die Feldbeobachtungen mitgeteilt werden sollten, wird an dieser Stelle auf humus-chemische Erörterungen verzichtet. Es muß sich erst erweisen, ob die Entfärbung auf Humus a b b a u *in situ* oder auf Humus a b f u h r zurückzuführen ist. Letztere wäre z. B. durch die Ausscheidungen der Wurzeln selbst, der Mycorrhiza oder anderer

Pilze möglich, Humusabbau auch bei direkter Oxydation durch im Wurzelbereich lebende heterotrophe Pilze.[2])

Wie oben schon angedeutet wurde, ist auch eine Materialabhängigkeit nicht zu übersehen. Weitere Beobachtungen müssen zeigen, ob Fleckung auch bei starkem Carbonatgehalt des Substrats auftreten kann.[3]) Auch die erwähnte Abb. 5 in KUKLA, LOŽEK & BÁRTA (1962) zeigt, daß das Material der beiden von der Fleckung erfaßten Humuszonen eine verschieden ausgeprägte Eignung zur Humusentfernung zeigt.

Die Fleckung ist nicht an eine bestimmte stratigraphische Position gebunden (so auch FINK 1954): verbreitet tritt sie in altwürmzeitlichen Humuszonen auf, nach FINK (1961) auch in der Paudorfer Bodenbildung (im regional-typologischen Sinne). V. LOŽEK führte der INQUA-Subkommission für Lößstratigraphie im August 1963 ein böhmisches Lößprofil vor (Stetí), wo die Fleckung in eindeutig holozänen Schwarzerde-Kolluvien ausgebildet war. Fleckung ist also in allen Straten möglich, in denen humoses Material auftritt.[4])

Die Fleckung kann in humosen Serien der Lößprofile zwar häufig gefunden werden, ist aber nicht die Regel. In den meisten Aufschlüssen ist sie zudem auf ein oder zwei Humuszonen eines mehrgliedrigen Bodenkomplexes beschränkt. Die standörtlichen Bedingungen für das Auftreten und Fehlen des „Gefleckten Horizontes" sind derzeit noch wenig geklärt. Möglich wäre z. B., daß er an den Wurzelbereich bestimmter Arten gebunden ist.[5])

Wenn in dieser Mitteilung das Gemeinsame bei der Fleckung von schwarzerdeartigen Humuszonen und von Podsolen herausgestellt wurde, so soll zwar die Identität der humusentfernenden Prozesse erwogen, aber noch keineswegs behauptet werden. Das Erscheinungsbild an der Profilwand belegte stets die Bindung der entfärbten Bereiche an Wurzelröhren und zweitens die Tatsache, nicht aber die Ursache der Humusentfernung. Wie die Beobachtungen KLAUSING & TÜXENS (1958) andeuten, könnten auch Konvergenzerscheinungen infolge von Faktorenaustausch möglich sein.

Literatur

DÜCKER, A. & G. C. MAARLEVELD: Hoch- und spätglaziale äolische Sande in Nordwestdeutschland und in den Niederlanden. - Geol. Jb. **73**, 215-234, Hannover 1957.

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

FINK, J.: Der östliche Teil des Alpenvorlandes. - Mitt. d. österr. bodenkdl. Ges. **6**, 26-51, bes. Fußn. S. 33, Wien 1961.

KLAUSING, O. & R. TÜXEN: Die Zerstörung des Ortsteins durch Brand. - Die Kunde NF **9**, 1-5, Hannover 1958.

KUKLA, J.; LOŽEK, V. & J. BÁRTA: Das Lößprofil von Nové Mesto im Waagtal. - Eiszeitalter u. Gegenwart **12**, 73-91, Öhringen 1962.

REUTER, G.: Bodenkundliche Untersuchungen in Wahlitz. - Wiss. Abh. d. Dtsch. Akad. d. Landwirtschaftswiss. zu Berlin **15**, 59-66, Berlin 1953.

SCHEFFER, F. & B. ULRICH: Morphologie, Biologie, Chemie und Dynamik des Humus. - Lehrbuch der Agrikulturchemie und Bodenkunde, T. 3, Bd. 1, bes. S. 178-79, Stuttgart 1960.

[2]) Da in beiden Fällen die jeweils aktiven Bereiche des Wurzelsystems begünstigt sind, ist es erklärlich, wenn die humusfreien Röhren oben und unten blind enden. Auch bei den rezenten Vorkommen ist zu erkennen, daß nicht das gesamte Wurzelsystem „entwickelt" wird.

[3]) Ein Beispiel für Fleckung bei mäßigem Carbonatgehalt gibt FINK (1954). Wahrscheinlich können die dort festgestellten Unterschiede im Carbonatgehalt zwischen den Flecken und ihrer Umgebung auch auf die Stoffmetabolik innerhalb der Rhizosphäre zurückgeführt werden.

[4]) Vielleicht sind auch manche der „fingerförmigen Texturen" der Allerödhorizonte (DÜCKER & MAARLEVELD 1957, Abb. 8) auf die hier beschriebene Fleckung zurückzuführen.

[5]) Holozäne Fleckung wurde bisher unter Kiefer, Fichte und in schwächerer Form auch unter Buche gefunden.

Smolíková, L.: Fossile gefleckte Böden in der Tschechoslowakei. - Věstník ústředního ústavu geol. **35**, 371-73, Praha 1960.
Stefanovits, P.: zitiert in Fink, J.: Rundschreiben Nr. **2** der Subkommission für Lößstratigraphie der INQUA, S. 3, Wien 1962.
Tüxen, R.: Die Schrift des Bodens. - Angewandte Pflanzensoziologie **14**, Stolzenau 1957.
Záruba, Q.; Kukla, J. & V. Ložek: Die altpleistozänen Ablagerungen in Žalov bei Prag. - Anthropozoikum **10**, 135-162, (bes. S. 150 und Taf. IV, 1), Praha 1960.

Manuskr. eingeg. 30. 12. 1963.

Anschrift des Verf.: H. Rohdenburg, Agrikulturchemisches und Bodenkundliches Institut der Universität Göttingen (Direktor: Prof. Dr. Dr. h. c. F. Scheffer).

Eiszeitalter und Gegenwart	Band 15	Seite 72-80	Öhringen/Württ., 1. November 1964

Über Ablauf und Altersstellung altquartärer Verschüttungen im Maintal und nächst dem Donautal bei Regensburg

Von Karl Brunnacker, Köln

Mit 1 Abbildung und 1 Tabelle im Text

Zusammenfassung. Sowohl im Tal des Regen nächst seiner Einmündung in die Donau bei Regensburg wie im unteren Maintal bei Marktheidenfeld sind mächtige altquartäre Talverschüttungen aufgeschlossen. Sie lassen sich jeweils in eine ältere Akkumulationsphase, eine nachfolgende Auephase und in eine abschließende jüngere Akkumulationsphase aufgliedern. Einer im Maintal nachfolgenden Erosionsperiode entspricht bei Regensburg ein extremer Pseudogley. Darüber folgen Gehängeablagerungen und schließlich Löß unterschiedlicher Fazies mit drei zwischengeschalteten interglazialen Parabraunerden.

Damit liegt in beiden Talsystemen die große Verschüttungsperiode vor der viertletzten Eiszeit. Auch die der Jüngeren Steppenzeit zugeordnete Säugetierfauna von Randersacker gehört in die (jüngere?) Verschüttungsphase. Die Ursache der offensichtlich nicht allein auf das untere Main- und Neckartal beschränkten Talverschüttung wird in einer allgemeinen Hebungstendenz der Mittelgebirge vor der Günzeiszeit vermutet.

Summary. Extensive accumulations of old Quaternary rivers are exposed in both the valley of the Regen next to its mouth to the Danube near Regensburg and in the valley of the Main near Marktheidenfeld. They can be divided into an older phase of accumulation, a following interval of stagnation (peat and plain soil formation) and a younger period of sand deposition. This is followed by erosion along the river Main and by soil formation (extreme Pseudogley) in the valley of the river Regen. Both regions are characterized by covering colluvium and löss of different facies. Three interglacial soils („Parabraunerde") occurring in between the sequence offer means of correlation. The river sediments can be dated before the last four ice-ages. Vertebrate fossils, found in these sediments of the Main near Randersacker, indicate „Jüngere Steppenzeit" (according to K. D. Adam 1953).

Accumulation of such extensive river deposits probably was caused by epirogenetic uplift of the Hercynian mountains in southern Germany.

Die Vorstellung einer wenigstens streckenweise wirksamen starken Eintiefung des Maintales mit nachfolgender mächtiger Verschüttung im älteren Quartär wurde bereits durch L. Hirsch (1940) entwickelt. Ausgehend vom Volkacher Gebiet wurde sie jedoch erst durch A. Wurm (1956) bewiesen und schließlich durch E. Rutte (1958) auch paläontologisch im Bereich von Randersacker bei Würzburg innerhalb der altquartären Säugetierfauna Süddeutschlands (K. D. Adam 1953) genauer fixiert. Schließlich hat H. Körber (1962) in einer umfassenden Darstellung der Entstehung des Maintales deren Verbreitung und Beziehung zu den älteren wie zu den jüngeren Terrassen festgelegt. Die paläontologische Bearbeitung durch E. Rutte (1958) ergab für die Verschüttung ein Günz/Mindel-interglaziales Alter, das nachfolgend von H. Körber (1962) als Ausgangsbasis der Terrasseneinstufung genommen wurde. Die von H. Körber (1962, S. 155/156) gegebene stratigraphische Übersicht deutet jedoch damit insofern Komplikationen an, als die jüngere Terrassenfolge die Zwischenschaltung wenigstens eines „Interstadials" erfordert, das hinsichtlich seiner geomorphologischen Wirksamkeit den interglazialen Erosionsperioden ungefähr gleichwertig war.

Neuerdings wurde ferner aus dem Regental bei Regensburg eine weitere alte Talverschüttung bekannt gemacht, die gemäß ihrer Deckschichtenfolge und der dazwischenlagernden Paläoböden vor die Günzeiszeit einzustufen ist. Dieser Abschnitt wurde der

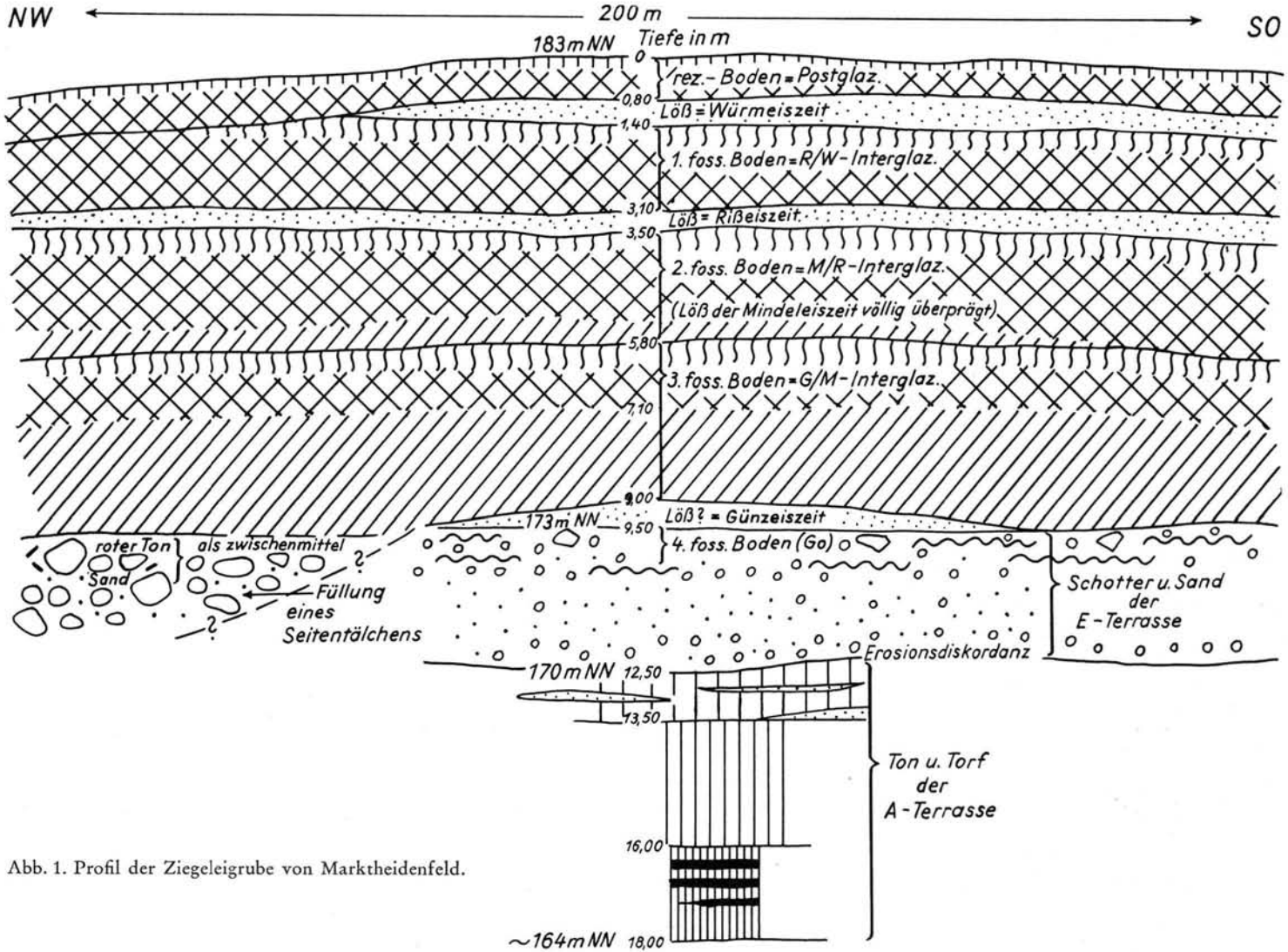


Abb. 1. Profil der Ziegeleigrube von Marktheidenfeld.

„Warmzeit mit dem Riesenboden bzw. dem Komplex der Riesenböden" zugeordnet (K. BRUNNACKER 1964, vgl. auch 1962).

Die Regensburger Befunde mit denen des Maintales zu vergleichen, liegt, wie schon angedeutet (K. BRUNNACKER 1964), sehr nahe. Aber erst jetzt ist es infolge der großräumig angelegten Arbeit von H. Körber (1962) sinnvoll geworden, ein geeignetes Profil des Maintales zu behandeln und zu diskutieren, nämlich das der Ziegeleigrube beim Bahnhof Marktheidenfeld, das bereits durch E. RUTTE (1956, 1957) und H. KÖRBER (1962) erwähnt wird.

Man kann über diese Deckschichten und die darin entstandenen Paläoböden freilich nur das jeweilige Mindestalter der unterlagernden Bildungen festlegen — aber dieses bei richtiger Bodenansprache sehr genau. Dazu sind nicht einmal die Routineanalysen erforderlich, die paläopedologische Beiträge — meine eigenen nicht ausgenommen — gewöhnlich zu begleiten pflegen; denn das was heute durch die Geländebeobachtung hinsichtlich der bodengenetischen Probleme im Quartär nicht erkannt werden kann, wird zumeist auch nicht durch solche Laboratoriumsdaten erfaßt. Es soll damit jedoch keinesfalls zum Ausdruck gebracht werden, daß allgemein auf Analysen zu verzichten ist Wir müssen uns vielmehr endlich wieder daran gewöhnen, einerseits der Geländebeobachtung das nötige Vertrauen entgegenzubringen und andererseits den dabei auftauchenden speziellen Problemen durch der Fragestellung angepaßte zusätzliche Untersuchungen Rechnung zu tragen; denn nur auf diese Weise sind weitergehende Aussagemöglichkeiten zu erreichen. Im Falle der Interglazialböden Mitteleuropas dürfte es heute wenigstens bei einiger bodenkundlicher Schulung kein allzugroßes Problem mehr bedeuten, dieselben richtig zu deuten — handelt es sich doch hierbei ganz überwiegend um Böden vom Typus der sehr leicht erkennbaren Parabraunerde und deren Übergangsglieder zum Pseudogley.

Auf Gradabteilungsblatt Marktheidenfeld (Nr. 6123) liegt die Ziegeleigrube westlich des Mains etwa 300 m westlich vom Bahnhof Marktheidenfeld mit einer NW-SO verlaufenden 200 m langen oberen, im Löß angelegten Abbauwand; darunter sind außerdem die in früherer Zeit abgebauten Talsedimente erschlossen. Der Grubenaufschluß gliedert sich damit in drei Abteilungen, nämlich im Liegenden in die heute nicht mehr abgebauten Tone mit Torfzwischenlagen, darüber folgen Schotter und Sande mit bis 3 m und schließlich die heute im Abbau befindlichen Lößdeckschichten mit mehreren fossilen Böden. Damit erfaßt der Aufschluß (Abb. 1):

1. Einen Ausschnitt der alten Talverschüttung, die nach H. KÖRBER (1962, Abb. 2) bei Marktheidenfeld als sog. A-Terrasse (=Akkumulationsterrasse) insgesamt 45 m Mächtigkeit zwischen 150 und 195 m +NN erreicht. Davon sind an der heutigen Wand rd. 5,5 m zwischen 164 und 170 m +NN aufgeschlossen;
2. einen bis 3 m mächtigen Schotter, der im Niveau der nachfolgend darin wieder eingetieften E-Terrasse (=Erosionsterrasse) im Sinne von H. KÖRBER (1962) mit Oberkante bei 173 m +NN liegt;
3. auf dieser E-Terrasse lagern die bis 10 m mächtigen Deckschichten.

Nach Westen hin lehnt sich diese Verschüttung an den rd. 300 m +NN ansteigenden Buntsandstein an. Östlich des Mains ziehen aus dem einige Kilometer entfernten Muschelkalkgebiet einige Seitentälchen zum Haupttal hin.

I. Das Profil

Das aufgenommene Profil zeigt den in Abb. 1 dargestellten und nachfolgend beschriebenen Aufbau:

		Tiefe in m			
Deckschichtenfolge	Ap	0-	0,20	humushaltiger, braungrauer, bröckeliger, feinsandiger Lehm	rez. Boden = Parabraunerde aus Löß
	A3	0,20-	0,30	schwach humushaltiger, hellbraungrauer, bröckeliger, feinsandiger Lehm	
	B	0,30-	0,80	rötlichbrauner, brockiger, toniger Lehm	
	C	0,80-	1,40	gelbgrauer, kalkreicher Löß	
	A3g	1,40-	1,80	hellgelbgrauer, schluffiger Lehm, mit bis 1 cm großen Eisenkonkretionen	1. foss. Boden = schwach pseudovergleyte Parabraunerde aus Löß
	Bg	1,80-	2,40	braun und grau gefleckter, bröckeliger, toniger Lehm, rostfleckig	
	gB	2,40-	3,10	rötlichbrauner, brockiger, toniger Lehm, graue Verfahlungen längs einzelner Klüfte	
	C	3,10-	3,50	hellbrauner, kalkhaltiger Löß	
	A3g	3,50-	4,00	hellgelbgrauer, schluffiger Lehm, unten mit stecknadelkopfgroßen Eisenkonkretionen	2. foss. Boden = pseudovergleyte Parabraunerde aus Löß (im BC-Horizont ist außerdem der unterlagernde A3g-Horizont etwas erfaßt)
	Bg	4,00-	4,40	braun und grau gefleckter, bröckeliger, toniger Lehm, rostfleckig	
	gB	4,40-	5,50	rötlichbrauner, brockiger, toniger Lehm, schwach graufleckig	
	BC	5,50-	5,80	gelbgrauer, schluffiger Lehm, mit 1 cm dicken rostbraunen Bändern	
				(C-Hor. = foss. A3-Hor. des unterlagernden Bodens)	
	A3g	5,80-	6,10	gelbgrauer, bröckeliger, schluffiger Lehm, mit stecknadelkopfgroßen Eisenkonkretionen	3. foss. Boden = pseudovergleyte Parabraunerde aus Löß
	Bg	6,10-	6,30	rötlichbrauner, brockiger, toniger Lehm, grau- und rostfleckig	
	gB	6,30-	7,10	rötlichbrauner, brockiger, toniger Lehm, schwach grau- und rostfleckig	
	gBC	7,10-	9,00	graugelber, feinsandiger Schluff, mit zentimeterdicken rostbraunen Bändern, graufleckig	
	C	9,00-	9,50	hellbrauner, kalkhaltiger Schluff (Löß?), oben mit gänseeigroßen Lößkindeln (Horizont keilt seitlich aus)	
Schotter im Niveau der E-Terrasse	Go	9,50-	10,50	sandiger Schotter, oben einzelne kantige Schollen, mit dezimeterdicken rostbraunen Bändern	4. foss. Boden = Gley aus sandigem Schotter
	Gr	10,50-	12,50	hellgraubrauner sandiger Schotter, nach oben in kiesigen Sand übergehend	
	Erosionsdiskordanz				
Ton mit Torf der A-Terrasse			12,50-13,50	hellgrauer Ton, mit bis 5 cm dicken rostbraunen Schlufflinsen (umgelagertes Material des 5. fossilen Bodens)	
	Gor	13,50-	16,00	hellgrauer, schluffiger Ton, mit einzelnen Rostflecken	5. foss. Boden = Gor-Hor. eines Gleyes
	T+Gr		16,00-18,00	dunkelgrauer, schwach humushaltiger Ton, besonders oben mit bis 40 cm dicken torfigen Lagen (z. B. Schwemmtorf mit Hölzern)	6. foss. Boden = Gr-Hor. eines Gleyes und Niedermoortorf

a) Die Sedimente der Talverschüttung

Die in der Grube aufgeschlossenen Tone und erst recht die torfigen Lagen stellen lokal begrenzte Einschaltungen innerhalb der Gesamtverschüttung (=A-Terrasse) dar. Etwa ab Haßfurt läßt sich diese Verschüttung talabwärts durchverfolgen. Im Liegenden wird sie nach H. Körber (1962) durch beim Bahnhof Marktheidenfeld aufgeschlossene Schotter eingeleitet. Die Hauptmasse dieser Sedimente besteht jedoch allgemein aus mehr oder weniger kiesigen Sanden, in welche das Tonlager zwischengeschaltet ist. Dieses Tonlager wurde von H. Körber (1962) zwischen Marktheidenfeld und Miltenberg festgestellt, wo die Gesamtmächtigkeit der Verschüttung schließlich bis rd. 65 m erreicht.

Im Bereich der dem Ton eingelagerten Torflinsen bei Marktheidenfeld haben die von S. Heydenreich durchgeführten botanischen Untersuchungen ein altquartäres Alter mit interglazialem Klima erbracht.[1])

b) Die E-Terrasse

Nach der Verschüttung kam es infolge Tieferlegung des Talbodens zur Herausarbeitung der E-Terrasse, die nach H. Körber (1962) etwa ab Karlstadt mainabwärts nachzuweisen ist. Im Niveau dieser Fläche befinden sich die um 170 m +NN lagernden Schotter der Marktheidenfelder Grube. Insgesamt handelt es sich dabei in diesem Aufschluß um wohlgerundete Gerölle aus Buntsandstein mit einer Durchschnittsgröße von 2 cm, mit sandigem Zwischenmittel. Vom Liegenden nach dem Hangenden nimmt der Sandanteil zuerst zu und geht dann schließlich wieder in entsprechende Schotter über. Lydite und Quarze sind vorhanden. Der Muschelkalk ist hingegen nur durch verkieseltes Material vertreten. Die Kalke fehlen primär, obwohl Muschelkalkmaterial aus nächster Nähe hätte zugeliefert werden können. Damit scheidet auch für diese Schüttung eine ausgesprochen kaltklimatische Stellung aus. Lediglich bis 50 cm große, kantige Buntsandsteinschollen nächst der Hangendgrenze dieses Schotters könnten ein Hinweis auf ein zwischendurch wieder etwas geändertes Klima sein.

Reste des Go-Horizontes eines Gleyes deuten nachfolgend auf eine Bodenbildung mit Grundwasserstand nächst der Oberfläche.

Am NW-Ende des Aufschlusses liegen im Niveau dieses Schotterlagers jedoch andersartige Sedimente, nämlich ein sandiger, nur mäßig gerundeter Grobschotter aus Buntsandsteinmaterial mit 10—20 cm Geröllduchmesser und kantengerundeten Blöcken von bis $^1/_4$ m^3 Größe. Nach dem Hangenden geht an dieser Stelle das Zwischenmittel in roten, umgelagerten Buntsandsteinton über. Obwohl dieser Bereich nicht besonders gut aufgeschlossen ist, zeigt sich ein gegen das Maintal gerichtetes Oberflächengefälle an, womit sich diese Einschaltung als die Schüttung eines Seitentälchens erklären läßt, das aus nordwestlicher Richtung gekommen ist und das heute etwa $^1/_2$ km weit in das Buntsandsteingebiet hinein verfolgt werden kann, das aber möglicherweise ursprünglich über einen anderen Verlauf und ein größeres Einzugsgebiet (des heutigen Glasbaches) verfügte. Dem Habitus nach handelt es sich um einen Wildbachschutt, der nach oben in eine Fließerde bzw. in eine Mure übergeht. Eine Verzahnung mit dem Schotter der E-Terrasse konnte nicht beobachtet werden. Es wäre höchstens denkbar, daß die an dessen Obergrenze liegenden Buntsandsteinschollen, die aber wiederum deutlich scharfkantiger ausgebildet sind als die des Wildbachschuttes, dem Schutt des Seitentälchens entsprechen. Dann aber müßte auch eine Überprägung des roten Tones im Rahmen der genannten Vergleyung stattgefunden haben. Davon ist aber nichts zu erkennen. Diese Einschaltung wird deshalb folgendermaßen ge-

[1]) Es handelt sich hierbei um eine bisher nicht veröffentlichte Staatsexamensarbeit. Nach freundlicher mündlicher Mitteilung von Frau Laufer-Heydenreich, München, wurde die gefundene Flora in das Günz/Mindel-Interglazial eingestuft.

deutet: Nach Ablagerung des Schotters im Niveau der E-Terrasse und Gley-Bildung kam es im Haupttal wieder zu einer gewissen Eintiefung des Talbodens. Diese hatte ein Einschneiden des Seitentälchens und damit auch eine in den Schotter der E-Terrasse eingetiefte Erosionsrinne zur Folge. Diese Rinne wurde anschließend mit Bachschutt des Seitentälchens gefüllt. Belanglos ist dabei, ob dessen hangende Partien eine Mure oder einen Solifluktionsschutt darstellen. Sie leiten in jedem Falle in die Deckschichten des Profils über.

c) Die Deckschichten

Auf die Deckschichten im einzelnen einzugehen, erübrigt sich. Es handelt sich um vier Lösse, von denen der unterste allerdings etwas problematischer Natur ist, mit drei zwischengeschalteten Interglazialböden vom Typ der Parabraunerde und damit um eine dem Regensburger Profil vergleichbare Abfolge. Lediglich die Lösse zeigen entsprechend ihrer Lage im mainfränkischen Trockengebiet eine weniger feuchte Fazies an und dementsprechend sind auch diese Parabraunerden mit sehr großer Entwicklungstiefe etwas weniger stark pseudovergleyt. Konsequenterweise ergibt sich damit für die unterlagernde alte Mainverschüttung ebenfalls eine in die Zeit vor der viertletzten Eiszeit (und damit vor der Günzeiszeit) gehörige Altersstellung.

II. Beziehungen der Talverschüttung zu den Terrassen des Mains und der Donau

Oben wurde darauf verwiesen, daß die Deckschichten normalerweise nur das Mindestalter der unterlagernden Terrassenkörper zu liefern vermögen. Bei jüngeren Terrassenflächen mit zahlreichen Aufschlüssen im Deckschichtenbereich ist dennoch zumeist mit genügend großer Genauigkeit eine Aussage über das Alter des Liegenden möglich. Für Marktheidenfeld gilt dies als Einzelaufschluß jedoch ebenso wenig wie für Regensburg, wenngleich an beiden Stellen keine Erosionsdiskordanz innerhalb der Deckschichtenfolge an den sehr langen Aufschlußwänden zu erkennen ist. Es ist deshalb nötig, so weit wie möglich noch andere Alterskriterien heranzuziehen.

a) Die jüngeren Terrassen

Bei Regensburg fehlt vorläufig ein Hinweis auf die günzeiszeitliche Terrasse (vgl. K. Brunnacker 1964); hier vermittelt also die Deckschichtenfolge eine genauere Aussage als die Terrassenfolge. Im näheren Umkreis von Marktheidenfeld ist nach H. Körber (1962) nur die sog. Obere Mittelterrasse und die Niederterrasse ausgebildet. Insgesamt aber hat H. Körber im Maintal vier Terrassen festgestellt, die jünger sind als die Talverschüttung. Sie lassen sich m. E. zumindest theoretisch folgendermaßen einstufen, wobei allerdings die an die Terrassen des Rheintales angelehnte Bezeichnungsweise von H. Körber keinesfalls eine entsprechende Übereinstimmung wiederzugeben braucht — bestehen z. T. auch abweichende Auffassungen hinsichtlich der Altersstellung (vgl. A. Kessler 1962):

Obere Mittelterrasse	=	Günz
Mittlere Mittelterrasse	=	Mindel
Untere Mittelterrasse	=	Riß
Niederterrasse	=	Würm.

b) Die älteren Terrassen

Im Regensburger Raum deutet sich durch Schotterschleier die Existenz von wenigstens zwei älteren Quartärterrassen an; dazu kommt ein bereits in das Pliozän gestellter Schotter. Im Maintal läßt sich nach H. Körber (1962) eine altersmäßig der Verschüttung vorangehende obere, mittlere und untere Hauptterrasse ausscheiden.

In der Zeit unmittelbar vor der Talverschüttung müßte nach KÖRBER im Untermaingebiet eine Eintiefung des Tales um 70—80 m unter das Niveau der Unteren Hauptterrasse erfolgt sein. Anschließend ist es dann im Eintiefungsgebiet wieder zu der bis 65 m mächtigen Talverschüttung gekommen, wobei bemerkenswert ist, daß letztere etwa ab Obernburg das im Maintal liegende Oberpliozän überdeckt. Nachdem im Untermaingebiet die Hauptterrassen nicht wie im Mittel- und Obermaingebiet durch Schotter, sondern nur durch Flächenniveaus — also doch etwas problematisch — belegt sind, wäre es denkbar, daß die schotterführenden echten Hauptterrassenniveaus mainabwärts unter die zunehmend mächtiger werdende Verschüttung hinabtauchen. Es wäre damit im Untermaingebiet der Verschüttung keine Zeit vorausgegangen, die durch einen besonders großen Eintiefungsbetrag gekennzeichnet war.

III. Vergleich mit der Talverschüttung bei Regensburg

Sowohl in Regensburg (vgl. K. BRUNNACKER 1964) als auch in Marktheidenfeld kommt es im Anschluß an eine Erosionsphase zur durch Schotter eingeleiteten Talverschüttung; darüber folgt Sand bzw. sandig-tonige Sedimente. Dem „Auenboden" in Regensburg entspricht dann die als „Auesediment" aufgefaßte, z. T. torfige Tonlage im Maintal. Darüber kommt in beiden Fällen eine zweite Ablagerungsphase von sandig-tonigen Sedimenten bzw. Sand.

Die weitere Entwicklung ist dadurch gekennzeichnet, daß in Regensburg jetzt ein Komplex erfaßt ist, der in Marktheidenfeld an und über der Oberfläche der hier nicht aufgeschlossenen A-Terrasse zu suchen wäre. In Marktheidenfeld ist hingegen eine auf der E-Terrasse lagernde Abfolge erfaßt. Es folgt deshalb in Regensburg ein „extremer Pseudogley", in Marktheidenfeld hingegen „Erosion" und der vermutlich dazugehörige, weil erodierend wirkende untere Teil des im Erosionsniveau liegenden Schotters.

In Regensburg kommen darüber „Abschwemm-Massen"; in Marktheidenfeld entspricht diesen der „obere Teil des Schotters im Niveau der E-Terrasse", der kantige Buntsandsteinschollen führt. Man könnte dieser Phase auch den Bachschutt des Seitentälchens in Marktheidenfeld zuordnen; im Prinzip würde sich damit jedoch nichts ändern.

In Regensburg kam es anschließend zur Bildung eines „Pseudogleyes" und in Marktheidenfeld eines „Gleyes".

Infolge weiterer Eintiefung des Haupttales entstand dann in Regensburg eine große Erosionsdiskordanz, und aus dem gleichen Grund hat sich in Marktheidenfeld die Sohle des kleinen Seitentälchens eingeschnitten.

In Regensburg folgt darüber die die Günzeiszeit einleitende Basisfließerde, in Marktheidenfeld hingegen der Bachschutt und darüber die Fließerde mit Material des Buntsandsteins.

Im großen und ganzen liegen also bei Regensburg und Marktheidenfeld entsprechende Beziehungen zwischen Verschüttung und Terrassenfolge vor. Darin kann ein weiterer Hinweis auf die gleichaltrige Stellung derselben im Entwässerungssystem des Mains wie der Donau gesehen werden. Die bei Regensburg zur Deutung der Verschüttung u. a. heranziehbare Lokaltektonik verliert infolgedessen erheblich an Wert zugunsten großräumiger Hebungen der Mittelgebirgsareale.

Damit besteht sehr weitgehende Vergleichbarkeit des Ablaufes der Talverschüttung in völlig verschiedenen Talsystemen, und es deutet sich die in Tab. 1 gegebene Gliederung im Prinzip auch dann an, wenn unterstellt wird, daß bei zunehmender Kenntnis über diese alte Talverschüttung manche Einzelheiten einer Ergänzung bzw. Berichtigung bedürfen.

Tabelle 1
Gliederung und klimatische Bewertung der Talverschüttungsfolge in Marktheidenfeld und Regensburg

Abfolge in Regensburg und Marktheidenfeld	klimatische Deutung
9. Bachschutt und Fließerde (=Beginn der Günzeiszeit)	kalt — feucht
8. Erosion im Haupttal Gley bzw. Pseudogley	kühl — relativ feucht
7. Schwemmschicht bzw. Wildbachschutt	kühl — relativ trocken
6. extremer Pseudogley bzw. Erosion und Schotterlage	warm — feucht
5. tonige und sandige Flußsedimente	relativ kühl — relativ trocken
4. Aueboden bzw. Auesediment	warm — feucht
3. tonige und sandige Flußsedimente	relativ kühl — relativ trocken
2. Erosion und Basisschotter	warm — feucht
1. Untere Hauptterrasse (=letzte Donaukaltzeit?)	kalt?

IV. Die klimatische Bewertung der Talverschüttung

Vermutlich handelt es sich beim liegenden Schotter (Tab. 1, Nr. 2) um Reste des Geröllmaterials, das zur Herausarbeitung des Talzuges in der vorangegangenen Erosionsphase nötig war. Damit ist der mit der ersten Erosionsphase (Nr. 2) beginnende Abschnitt bis einschließlich der Herausbildung der E-Terrasse (Nr. 6) als eine sehr lange Warmzeit zu deuten, jedoch gegliedert durch Zeiten mit etwas abweichendem Klima.

Wenn man nämlich von einer in den Tälern ungefähr gleichbleibenden Tendenz zur Sedimentanlieferung ohne entscheidende Beteiligung von Periglazialschutt infolge geschlossener Vegetationsdecke in der Gesamtzeit (Nr. 2 bis 8) ausgeht, dann waren feuchtere Abschnitte normalerweise durch Neigung zur Erosion und trockenere (auch etwas kühlere?) Abschnitte durch Akkumulation gekennzeichnet. Am Anfang steht dann eine feuchtere Zeit (Nr. 2), die von einer trockeneren abgelöst wurde (Nr. 3). Dieser Wechsel hat sich mehrmals wiederholt, jedoch modifiziert durch vor allem in Abschnitt Nr. 4 und 5 wirksam werdenden Aufstau infolge verstärkter Hebung der Mittelgebirgsbereiche, die vom Main bzw. der Donau durchsägt werden mußten. Erst über dem Basisschotter im Bereich der Marktheidenfelder E-Terrasse bzw. in der Regensburger Schwemmschicht über dem extremen Pseudogley (Nr. 7) finden sich Hinweise auf eine zunehmende Klimaverschlechterung. Die hangenden Fließerden und Bachablagerungen bilden dann schließlich den Übergang zur Günzeiszeit.

V. Beziehung der Talverschüttung zu den altquartären Säugetierfaunen Südwestdeutschlands

Bei Randersacker wurde in dieser Talverschüttung eine von E. Rutte (1958) bearbeitete Säugetierfauna gefunden, die eher der Jüngeren Steppenzeit (=Mittlere Stufe der Mosbacher Sande) als der Mauerer Waldzeit entspricht. Der Sedimentationsbeschreibung von E. Rutte (vgl. insbesondere 1959) nach handelt es sich bei Randersacker um Bildungen, die vermutlich unter relativ trockenen Bedingungen dem jüngeren Geschehnisablauf von Marktheidenfeld (z. B. Nr. 5 und 7, vielleicht sogar noch 9) entsprechen. Die als älter anerkannte Mauerer Waldzeit im Sinne von K. D. Adam (1953) könnte dann der Auephase mit Ton- und Torfablagerung bei Marktheidenfeld gleichgesetzt (Nr. 4) oder gegebenenfalls noch etwas jünger eingestuft werden (in Nr. 6).

An dieser Stelle sei auch an den von I. Valeton (1956) etwas oberhalb Würzburg an der Sohle des Maintals gefundenen fossilen Boden aus Muschelkalk erinnert. Sicher liegt dieser fossile Boden in 170 m + NN in einem tieferen Niveau als die in der Nähe gefundenen Großsäugerreste (in

185-190 m + NN). Nachdem in diesem Gebiet auch H. KÖRBER (1962) die Basis der alten Verschüttung zwischen 170 und 180 m + NN angibt, spricht manches dafür, daß der von J. VALETON (1956) beschriebene, in seiner typologischen Deutung jedoch problematische Boden in die Anfangszeit der Talverschüttung gehört, in der sich die Akkumulation im Mittelmaingebiet noch nicht ausgewirkt hat.

Von E. RUTTE (1957) wird die Fauna von Randersacker gemäß K. D. ADAM (1953) in den Beginn der Mindeleiszeit eingestuft. Es müßte aber genauer lauten: In den Beginn der Elsterzeit; denn üblicherweise werden die südwestdeutschen Säugetierfaunen auf die norddeutschen und nicht auf die alpine Gliederung des Quartärs bezogen. Infolgedessen ist es derzeit auch noch sehr schwierig, die stratigraphische und paläoklimatische Auswertung der Faunenfolge der altquartären Großsäuger damit in Übereinstimmung zu bringen. Eher lassen sich hingegen Parallelen zwischen der stärker gegliederten altquartären Kleinsäugerabfolge (vgl. Fl. HELLER 1958) und der in diesem Beitrag geschilderten Sediment-Boden-Folge, die sicherlich noch nicht unmittelbar an das Pliozän anschließt, erkennen. Das geologische und paläopedologische Ziel muß schließlich die genauere Festlegung der Stellung dieses prägünzeiszeitlichen „Interglazials mit dem Riesenboden", wie es ursprünglich genannt wurde (vgl. K. BRUNNACKER 1962), zu den Donaueiszeiten und zum Villafranchium sein, das m. E. im Bereich der Hauptterrassen zu suchen ist.

Schrifttum

ADAM, K. D.: Die Bedeutung der altpleistozänen Säugetier-Faunen für die Gliederung des Eiszeitalters. - Geologica Bavarica, Nr. 19, S. 357-363, München 1953.

BRUNNACKER, K.: Pleistozäne Böden im nördlichen Oberschwaben. In GRAUL, H.: Eine Revision der pleistozänen Stratigraphie des schwäbischen Alpenvorlandes, S. 255-259, Petermanns geograph. Mitt., 1962, S. 253-271, Gotha 1962. - - Böden des älteren Pleistozäns bei Regensburg. - Geologica Bavarica, Nr. 53, S. 148-160, München 1964.

HELLER, Fl.: Eine neue altquartäre Wirbeltierfauna von Erpfingen (Schwäbische Alb). - Neues Jb. Geol. u. Paläont., Abh. 107, S. 1-102, Stuttgart 1958.

HIRSCH, L.: Diluviale Tektonik im Maintal bei Würzburg. - Oberrhein. geol. Abh., 11, S. 44-63, Karlsruhe 1940.

KESSLER, A.: Studien zur jüngeren Talgeschichte am Main und an der Mümling und über jüngere Formenentwicklung im hinteren Buntsandstein-Odenwald. - Forsch. Dt. Landeskde., 133, Bad Godesberg 1962.

KÖRBER, H.: Die Entwicklung des Maintals. - Würzburger geograph. Arb., 10, Würzburg 1962.

RUTTE, E.: Zur Geologie in Unterfranken. - Hierzu drei Exkursionen. - Z. deutsch. geol. Ges., 108, S. 73-87, Hannover 1956. - - Einführung in die Geologie von Unterfranken. - Würzburg 1957. - - Die Fundstelle altpleistozäner Säugetiere von Randersacker bei Würzburg. - Geol. Jb., 73, S. 737-754, Hannover 1958. - - Neue Beobachtungen in der Fundstelle altpleistozäner Säugetiere von Randersacker bei Würzburg. - Fränkische Natur u. Landschaft, H. 2, S. 30-35, Würzburg 1959.

VALETON, I.: Fossile Bodenbildungen an der Sohle des Maintals. - Geologica Bavarica, Nr. 25, S. 44-50, München 1956.

WURM, A.: Beiträge zur Flußgeschichte des Mains und zur diluvialen Tektonik des Maingebietes. - Geologica Bavarica, Nr. 25, S. 1-21, München 1956.

Manuskr. eingeg. 5. 12. 1963.

Anschrift des Verf.: Prof. Dr. K. Brunnacker, Geologisches Institut der Universität, 5 Köln, Zülpicher Straße 49.

Eiszeitalter und Gegenwart	Band 15	Seite 81-91	Öhringen/Württ., 1. November 1964

Zur Genese der Böden aus Hochflutlehm auf der Niederterrasse im Raume Bonn-Köln-Krefeld

Von Erwin Kopp

Mit 4 Tabellen im Text

Zusammenfassung. Eingehende Profiluntersuchungen von Böden aus den Hochflutlehmen der Niederterrasse haben ergeben, daß es sich hier nicht, wie bisher angenommen, um Parabraunerden, sondern um spezifische, außerordentlich stark durch hydromorphe Einflüsse geprägte schichtige Sedimente mit einem Phasenwechsel zum terrestrischen Boden handelt. Für sie wurde der Typenname „Altvega" vorgeschlagen. Es wurden synsedimentäre Tonverlagerungen und Gefügeausbildungen festgestellt, wodurch der Indikatorwert der Tondurchschlämmung eingeschränkt wird.

Summary: Closer investigations of soil profiles developed out of high flood loams of the Lower Terrace revealed that their classification as „Parabraunerde" (grey-brown podsolic soils) is not correct. It was found that they consist of layered sediments, and having been exposed to strong hydromorphic influences they show an alteration to terrestrial soils. For that great soil group the name "Altvega" is proposed. Synsedimentary clay depositions and structure formations in those soils reduce the indicative value of the clay migration.

1. Einleitung

Die Bodenbildungen auf der Niederterrasse des Rheins werden, soweit sie aus Hochflutlehm entstanden sind, überwiegend als Parabraunerden, und wo sie aus Flugsanden gebildet wurden, als Sand-Parabraunerde (auch „Parabraunerde aus Sand" genannt) angesehen (W. Paas 1961). Bei einer eingehenden Untersuchung einer Parabraunerde-Gley-Entwicklungsreihe aus dem Hochflutlehm der Niederterrasse auf ihre Beziehung zwischen dem Bodentyp und dem Gefüge und dem bodentypologischen Wandel innerhalb der Bildungsreihe wurden jedoch hiervon abweichende Ergebnisse erzielt.

Für diese Untersuchungen hatten T. Diez, W. Kerpen und H. Mertens 1961 im Gelände 5 Profile aufgenommen und in ungestörter Lagerung in 35 x 20 x 15 cm großen Blechkästen zur weiteren Bearbeitung in das Institut für Bodenkunde der Universität Bonn gebracht. Es handelte sich dabei um

zwei Parabraunerden aus Hersel bei Bonn und Köln,
zwei Gley-Parabraunerden aus Kapellen II und Vluyn und
einen Parabraunerde-Gley aus Kapellen I.

Eine Orientierung über die Horizontfolge gestattet die Tabelle 1. An diesen Profilen wurden umfangreiche chemische, physikalische, makro-, stereo- und mikroskopische, mineralogische und röntgenanalytische Untersuchungen vorgenommen. Die Untersuchungsergebnisse ließen keine speziellen und allgemein gültigen Beziehungen zwischen Gefüge und Dynamik einerseits und den aufgeführten Bodentypen andererseits erkennen. Bei der Bearbeitung ergaben sich jedoch Merkmale für eine andere Genese dieser Böden. Diese Ergebnisse machen es wahrscheinlich, daß statt der unterstellten Parabraunerde-Dynamik das Auenbodenstadium die Hochflutlehmböden am stärksten geformt hat und sich noch im heutigen Bodenbild dokumentiert.

Die übernommenen, von der Parabraunerde-Dynamik ausgehenden, genetischen Horizontbezeichnungen (Ap-A_3-B-(B)- usw. Abfolge) werden im folgenden bei der Prüfung der neuen genetischen Situation der Gegenüberstellung wegen bis zur Schlußfolgerung beibehalten.

2. Geologische Verhältnisse

Die Ältere (Obere) Niederterrasse wurde vom Beginn der Würm-Vereisung ab angelegt. Spätere Erosionen haben den größten Teil dieser Terrasse mit möglichen älteren Bodenbildungen zerstört. In der Jüngeren Dryaszeit (W. Paas 1961) erfolgte dann die Aufschotterung der über den Bereich der Älteren Niederterrasse hinausgehenden, Laacher Bims führenden Jüngeren Niederterrasse (W. Ahrens 1930). Die Sedimentation auf der Jüngeren Niederterrasse schließt mit einem 1 bis z. T. 5 m mächtigen Hochflutlehmpaket ab. Der Hochflutlehm wäre demnach erst frühestens während der Jüngeren Dryaszeit, wahrscheinlich später sedimentiert worden. Es hat den Anschein, als ob im Boreal die Aufschlickung der Jüngeren Niederterrasse abklang, denn nach H. Nietsch (1940) setzte zu dieser Zeit schon eine ungestörte Moorbildung in Rinnen auf der Niederterrasse ein. Weitere Schlickzufuhr und Auflandung nach dieser Zeit ist aber noch für die nördlichen Gebiete denkbar. Das Alter der Bodenbildungen aus Hochflutlehm würde demnach etwa 8 000 — 9 000 Jahre betragen, also relativ jung sein. Die auf der Niederterrasse vorkommenden Dünen sind infolge ihrer Verzahnung mit dem Hochflutlehm wenigstens teilweise etwa gleichaltrig. Nach H. Breddin (1926) steht die Sedimentation des Hochflutlehmes und die Dünenbildung im direkten zeitlichen Zusammenhang mit der Anlage des derzeitigen Hochflutbettes. Die Eintiefung eines Flusses schließt die gleichzeitige Akkumulation im weiten Auenbereich ja nicht aus.

3. Grundzüge der Bodenentwicklung auf der Niederterrasse

Die heutige Niederterrasse ist ursprünglich Talboden gewesen; in ihrem oberen, bindigen Teil wurde diese von Hochflutlehmen, d. h. durch periodische Überschwemmungen, aufgebaut. Sie unterscheidet sich in ihrem Entstehungsprinzip kaum von den heutigen Auen. Der Hochflutlehm ist das Produkt der Sedimentationsvorgänge in einer aktiven Aue. Er ist keine Bodenbildung, sondern ein Sediment aus umgelagertem und selektiertem Boden- und Gesteinsmaterial, das aus Suspension mit gewissen faziellen Wirkungen sedimentiert und anfangs besonders den hydromorphen und später den terrestrischen Bodenbildungsfaktoren unterlag.

Für die Hochflutlehme der Niederterrasse kann allgemein die folgende Entwicklung angenommen werden: Sie waren anfangs mindestens an der Basis starken Grundwassereinflüssen ausgesetzt und z. T. Gleyböden (Rohgleye). Mit zunehmender Auflandung bzw. Eintiefung des Rheins ging der permanente Grundwassereinfluß mehr oder weniger stark zurück und die periodischen Überschwemmungen und Grundwasserschwankungen unterwarfen den Hochflutlehm der Auenboden-Dynamik. Die Gley- und Auenphase ist dabei unter den klimatischen und biologischen Verhältnissen des Spät/Postglazials und unter dem Widerspiel von Sedimentation und Bodenbildung zu betrachten. Der periodische Grundwassereinfluß wird sehr weit und lange über die Auflandungsperiode hinaus wirksam gewesen sein und hat möglicherweise Anteil an der Entkalkung. Die Dauer dieser Phase ist nicht bekannt. Die Niederterrasse liegt im Raum Bonn-Köln-Krefeld 8—15 m über dem Rhein, und noch in den letzten Jahrzehnten wurden Rhein-Kegelschwankungen von 10 m registriert (H. Nietsch 1953). Erst nach dem Ausbleiben der Überschwemmungen und nach einer stärkeren Grundwasserabsenkung werden die Prozesse der terrestrischen Verbraunung voll eingesetzt haben. Den Verhältnissen einer Aue entsprechend, dürften diese hydromorphen und terrestrischen Einflüsse die Niederterrassenböden regional und zeitlich in unterschiedlichem Maße betroffen haben. Die geologische Situation führt aber zu dem Schluß, daß aus dem Hochflutlehm über eine Gleyphase allochthone braune Auenböden entstanden sein müssen, die später durch die terrestrische Verbraunung überprägt wurden. Ob diese Entwicklung nun weitergehend bis zur Parabraunerde-Dynamik geführt hat, wird noch erörtert.

Bei den älteren Betrachtungen über die Genese und die Dynamik der Terrassenböden scheinen die Bodenentwicklungsvorgänge auf den Mittelterrassen, besonders aber auf der Hauptterrasse, auf alle Terrassenböden übertragen worden zu sein, ohne daß dabei die Unterschiede zur Niederterrasse im Hinblick auf Sedimentation (dort äolischer Löß, hier Hochflutlehm), Petrographie, Wasserverhältnisse, Alter und den daraus resultierenden unterschiedlichen bodengenetischen Faktoren genügend berücksichtigt worden sind.

4. Petrographische Verhältnisse

Die Böden aus Hochflutlehm werden aus mehreren Gründen als Parabraunerden angesehen. Von der im weiteren Raume herrschenden Braunerde-Parabraunerde-Dynamik wird diese Vorstellung leicht abgeleitet. Die sandigere Beschaffenheit der Krume und des darunterliegenden Bereichs sowie die Tondifferenzierung im Profil (s. Tab. 1) scheinen die Parabraunerde-Dynamik zu bestätigen. Hinzu kommen Tonabsonderungen auf Klüften und in Poren, so daß die Einstufung als Parabraunerden hinreichend begründet erscheint.

Tabelle 1:
Horizontierung, Tongehalt und Feinsand- : Grobsandverhältnis (FS : GS) von Böden aus Hochflutlehm

Hersel (Bonn) Parabraunerde				Köln Parabraunerde				Vluyn Gley-Parabraunerde			
Hor.	cm	%Ton	FS:GS	Hor.	cm	%Ton	FS:GS	Hor.	cm	%Ton	FS:GS
Ap	25	14,6	2,5	Ap	21	15,1	3,5	Ap	19	13,4	2,7
A_3	41	22,6	1,0	A_3	36	22,2	6,3	A_3	30	24,4	4,8
B	62	25,8	5,9	A_3B	55	29,9	7,8	GB	46	24,0	6,1
B(B)	82	23,9	3,5	B	82	30,8	24,0	BGo	64	26,6	4,2
(B)	106	20,4	2,8	(B)	92	29,8	13,6	Go	82	20,2	1,5
DCa	135	5,5	2,5	(B)CCa	98	19,6	8,4	Gor	100	24,6	2,9
				(B)CCa	114	15,5	4,4	GorCa	107	17,1	3,5
				DCa	131	1,6	9,7	DGr	130	8,2	4,7

Kapellen II Gley-Parabraunerde				Kapellen I Parabraunerde-Gley			
Hor.	cm	%Ton	FS:GS	Hor.	cm	%Ton	FS:GS
Ap	30	13,4	2,2	Ap	21	15,1	1,8
A_{31}	50	18,1	3,9	GA_3	36	15,2	2,4
A_{32}	60	26,6	8,4	A_3G	48	21,7	3,0
GoB_{11}	70	28,6	8,2	BGo	82	33,0	7,5
GoB_{12}	92	26,7	8,1	Gro	110	28,2	4,4
BGo	136	28,3	7,5	DGro	140	15,0	49,0
DGo	150	19,1	2,6				

Der Hochflutlehm der Niederterrasse besteht zum großen Teil aus umgelagertem Lößmaterial und anderen tonigen, schluffigen und sandigen Verwitterungsprodukten der stromauf liegenden Einzugsgebiete. Die petrographische Zusammensetzung und der vertikale Aufbau der Terrassen und Auen ist von der ständig wechselnden Transportkraft des Flusses und der Überflutungswässer abhängig. In gefällereichen Talabschnitten großer Flüsse ist von vornherein kein einheitlicher petrographischer Aufbau der Terrassen bzw. der Talauen zu erwarten.

Die Auswertung der Kornanalysen und der stereomikroskopischen Beobachtungen erbrachten starke Zweifel an einem petrographisch einheitlichen Aufbau innerhalb der einzelnen Profile. Es wurden vielmehr eine mehrschichtige Zusammensetzung der Böden aus Hochflutlehm festgestellt.

Bei der Feldansprache sind mit der Fingerprobe bei möglicherweise schichtigen Böden kaum genetische Deutungen möglich. Zudem läßt ein unterschiedlicher Tongehalt nur bei einheitlichem Ausgangsmaterial genetische Schlüsse zu. Deshalb kann erst unter Einbeziehung der Sandfraktionen festgestellt werden, wieweit das Bodenprofil petrographisch homogen ist. Die Sandfraktion als relativ stabiler Bestandteil verschiebt sich bei gleichem Ausgangsmaterial innerhalb eines Profils durch die Verwitterung kaum in ihrem Verhältnis von z. B. Feinsand zu Grobsand. Wechselnde Feinsand-Grobsand-Verhältnisse zeigen deshalb primär unterschiedliche petrographische Zusammensetzungen an. In der Tab. 1 sind in einer Spalte neben dem Tongehalt die Feinsand : Grobsand-Verhältnisse (FS : GS) aufgeführt. Die Überprüfung der 5 Profile ergibt folgende Situation:

Alle Profile zeigen von Horizont zu Horizont stark wechselnde Feinsand : Grobsand-Verhältnisse, die keine Beziehung zum Tongehalt zeigen und damit eindeutig den mehrschichtigen Aufbau der Hochflutlehmböden nachweisen. Innerhalb der Profile schwankt das Feinsand : Grobsand-Verhältnis folgendermaßen:

Tabelle 2:

Schwankungsbreite der Feinsand : Grobsand-Verhältnisse

Profil:	Hersel	Köln	Vluyn	Kapellen II	Kapellen I
Feinsand	1-5,9	3,5-24,0	1,5-6,1	2,2-8,4	1,8-7,5
Grobsand	1	1	1	1	1

Im Profil Köln zeigen z. B. die einzelnen Horizonte folgende Tongehalte und Feinsand : Grobsand-Verhältnisse:

Tabelle 3

Tongehalt zum Feinsand : Grobsand-Verhältnis

Horizont	Tongehalt	Feinsand : Grobsand
A_3B	29,9%	7,8
B	30,8%	24,0
(B)	29,8%	13,6

Bei annähernd gleichem Tongehalt weisen die drei Horizonte ganz verschiedene Sandbeimengungen auf, die nur auf die primär unterschiedliche Ablagerung zurückgeführt werden können. Der fast gleich hohe Tongehalt dieser übereinander liegenden Schichten ist praktisch zufällig. Dagegen könnten am Profil Kapellen II die Tongehalte und die Feinsand : Grobsand-Verhältnisse des A_{32}, GoB_{11} und GoB_{12} auf eine mehrhorizontige Schicht schließen lassen. Die Betrachtung der gesamten Analyse läßt aber ebenfalls eine echte Mehrschichtigkeit erkennen.

Tabelle 4

Feinsand : Grobsand-Verhältnis zur Schichtung

Horizont	(4+5 : 6) FS : GS	1 <0,002	2 0,002–0,006	3 0,006–0,002	4 0,002–0,06	5 0,06–0,2	6 0,2–2,0 mm Fraktion
A_{32}	8,4	26,6	11,3	18,7	25,2	13,6	4,6
GoB_{11}	8,2	28,6	9,2	15,5	21,7	19,9	5,1
GoB_{12}	8,1	26,7	8,0	12,9	18,0	28,6	5,8

Trotz ähnlicher Tongehalte und beieinanderliegender Verhältniszahlen ist aus den nach unten ansteigenden Sandanteilen die Heterogenität zu ersehen. Die quantitativen Proportionen müssen darum ebenfalls geprüft werden.

Bei der Bestimmung der Körnung hat jede Kornanalyse den Nachweis für eine selbständige Schicht erbracht. Da die petrographische Schichtung der fluviatilen Sedimente aber kaum mit der genetischen Horizzonteinteilung zu parallelisieren ist, wird das petrogra-

phische Bild durch eine Probe je Horizont nur unvollständig wiedergegeben. Wie Vergleiche ergaben, wechselt die Textur auch innerhalb der genetischen Horizonte beträchtlich. Auffällig ist, daß dabei die Fein- und Grobsandanteile (FS : GS) wesentlich stärker betroffen werden als der Tongehalt.

Um ganz sicher Verwitterungseinflüsse auszuschalten, sollten die resistenten Quarzanteile der Sandfraktionen zueinander ins Verhältnis gesetzt werden (P. KUNDLER 1959). Der sog. „Quarztest" setzt eine mineralogische Untersuchung voraus und ist bei feineren Profilunterschieden notwendig. Stärkere Unterschiede, wie sie hier auftreten, sind aus der Korngrößenanalyse am Verhältnis Feinsand : Grobsand auch unmittelbar abzulesen. Der Quarztest wurde in Anlehnung an die KUNDLERsche Silikatzahl-Bestimmung (P. KUNDLER 1956) an 3 Profilen vorgenommen. Es traten etwas andere Verhältniszahlen auf. Die Mehrschichtigkeit wird aber auch hierbei deutlich bestätigt.

Die anscheinend weit verbreitete sandige Krume bzw. obere Schicht stellt ein besonderes Problem dar. Die Feinsand : Grobsand-Verhältnisse charakterisieren ein relativ grobsandreiches Material. Dazu kommt eine deutliche Begrenzung der Stein- und Kiesführung auf die sandigere Oberschicht, die an ihrer Basis in einer Kiesgrube bei Hersel sogar durch eine Steinsohle vom bindigeren Hochflutlehm getrennt wird. Diese sandigeren Deckschichten stellen wahrscheinlich eine jüngere stratigraphische Einheit dar, die durch ihre beachtliche Erstreckung (Bonn-Köln-Krefeld) anscheinend mit einer jungen Erosions-Sedimentationsphase des Rheins zusammenhängt. Daneben kann sicher auch mit Flugsandeinwehungen und Tonausblasungen im ganzen Niederterrassenbereich gerechnet werden, was dann ebenfalls zu einem absolut oder relativ geringeren Tonanteil des Oberbodens beigetragen haben wird. Diese Vorgänge würden auch die stellenweise auffällige Beschränkung der sandigeren Oberschicht auf den Ap-Horizont, die gepflügte Krume, erklären.

Die petrographischen Untersuchungsergebnisse schließen die Einstufung als Parabraunerde auf Grund petrographischer Merkmale aus. Die Bestimmung der Parabraunerde aus der Texturdifferenzierung kann, soweit nicht andere eindeutige Merkmale vorliegen, bei schichtigen Böden nicht allein durch die Berücksichtigung der Fingerprobe und des analytisch ermittelten Tongehaltes vorgenommen werden. Es müssen dazu die gesamten Kornfraktionen herangezogen und dabei die absoluten und relativen Anteile besonders der restistenten Korngrößen und Minerale ausgewertet werden.

Die Mehrschichtigkeit der Böden aus Hochflutlehm auf der Niederterrasse des Raumes Bonn-Köln-Krefeld dürfte als sicher gelten.

5. Tonverlagerung

Die Parabraunerde-Dynamik ist durch eine abwärts gerichtete Tonverlagerung gekennzeichnet. Diese führt durch die Tonverarmung der oberen Horizonte und Tonanreicherung im unteren Profilteil zu einer Texturdifferenzierung des Profils.

Eine gleichsinnige Texturabfolge wurde auch bei den Hochflutlehmen angetroffen und hatte mit dazu beigetragen, diese Böden bodentypologisch der „Parabraunerde" zuzuordnen. Diese Art der Tonverlagerung und ihre Erscheinungen, besonders die Tonüberzüge auf den Kluftflächen, werden allgemein als spezifisches Merkmal der Parabraunerde-Dynamik angesehen.

a. Tonverlagerung im Hochflutlehm

Bei den Hochflutlehmen ergibt sich die Notwendigkeit, den Zeigerwert der Tonverlagerung für die Klassifizierung einzuschränken, denn mit der Sedimentation des Hochflutlehmes und der Auenboden-Dynamik sind intensivste Durchschlämmungen gekoppelt, die auch die morphologischen Merkmale der Durchschlämmung erzeugen.

Im allgemeinen erfolgt die Auflandung in der Aue aus vielen und verschiedenartigen Suspensionen. Die ständigen Überschwemmungen und das abwechselnde Trockenfallen bewirken eine außerordentlich starke, nach unten gerichtete, fortlaufende Durchspülung des gesamten aufgelandeten Materials. Dazu kommen aber noch aufwärts und abwärts gerichtete Grundwasserspiegelschwankungen und oft eine zügige seitliche Perkonlation. Je nach der Höhe der Aue über dem niedrigsten Grundwasserspiegel werden diese verschieden gerichteten Wassereinflüsse mit unterschiedlicher Intensität wirksam. Es ist aber nicht anzunehmen, daß diese Durchspülung andere mechanische Wirkungen auf die feinsten Bodenteilchen hat als die Niederschläge. Es wird gerade bei der Durchspülung in der Aue mit stärkeren Tonverlagerungen zu rechnen sein als in terrestrischen Böden. Im Gegensatz zur Parabraunerde wird die Tonverlagerung nicht erst nach der Verbraunung, sondern unmittelbar mit der Auflandung, also *syngenetisch*, beginnen. Diese Durchschlämmung müßte eine dem allochthonen (braunen) Auenboden inhärente Eigenschaft sein, die allerdings wegen der in einer Aue unterschiedlich wirkenden Bodenbildungsfaktoren beträchtlich varieren kann.

Der Tongehalt des Hochflutlehmes stammt sicher zum größten Teil aus dem Bodenmaterial der stromauf im Einzugsgebiet liegenden Lößböden. Es wurden hier also orts- und typenfremde Bodentonminerale abgelagert. Ferner ist für die Jüngere Dryaszeit und vielleicht auch für das Boreal in der Aue nur eine spärliche Vegetation anzunehmen. Das würde jeweils nach dem Trockenfallen der Aue bei der nächsten Austrocknung zu Schrumpfungen und Trockenrißbildungen geführt haben. Diese Risse wären dann Ableitungsbahnen für die nächsten Niederschläge und Hochwässer (mit Tonsuspensionen) gewesen; zum anderen führten sie zu einer vertikalen Gefügegliederung, nämlich zum polyedrisch-prismatischen Gefüge des Sedimentes. Die Tondurchschlämmung und auch die Gefügeausbildung vollziehen sich schon von der Basis des Hochflutlehmes an und sind hier sedimentationseigene Kriterien und nicht nur Wirkungen der Bodenbildung.

b. Mikromorphologie

Die Tonverlagerung wurde bei den 5 Profilen an 45 Dünnschliffen, die aus den Gefügehorizonten stammen, untersucht.

Die Bearbeitung erbrachte übereinstimmend, daß die Ap- und A_3-Horizonte, soweit sie mit der oberen sandigeren Deckschicht zusammenfallen, nicht das typische Bild des verarmten A_3-Horizontes bieten. Der gesamte unterlagernde, bindige Hochflutlehm weist mikromorphologisch einen einheitlichen Charakter auf. Mikromorphologisch unterscheiden sich die B-, B(B)-, (B)-, GoB-, BGo-, BC-, GCa- und andere Horizonte kaum voneinander. Sie weisen in der Parabraunerde, Gley-Parabraunerde und z. T. auch im Parabraunerde-Gley etwa den gleichen Anteil und die gleiche Art der Verteilung der doppelbrechenden, orientierten Tonsubstanz bis in die Profilbasis auf. Besonders auffällig ist die Tatsache, daß in allen Profilen, unabhängig von der Parabraunerde-Horizontierung, das derzeitige Kluft- und Porensystem nur in geringem Maße jüngere, aktuelle Tonverlagerungsprozesse erkennen läßt (K. Zimmermann 1962).

Die mit der Horizontbezeichnung der Parabraunerde ausgedrückten genetisch-dynamischen Verhältnisse wurden mithin nicht bestätigt, sondern die Gleichartigkeit des mikromorphologischen Bildes über das ganze Profil zeigt nicht A_3-, B-, B(B)-, (B)C- oder BG-, sondern M-Horizonte an.

Mikromorphologische Vergleichsuntersuchungen rezenter Auenböden fehlen leider noch überall. Sieht man von dem Fehlen der aktuellen Durchschlämmung ab, so bietet sich beim Hochflutlehm im einzelnen Dünnschliff das Bild eines durchschlämmten Bodens (W. Kubiena 1963), das bislang der Parabraunerde-Dynamik gleichgesetzt wurde. Wenn aber die mechanische Tondurchschlämmung der Parabraunerde zu Fließstrukturen be-

stimmter Tonsubstanzen führt, muß auch die syngenetische mechanische Durchschlämmung bei der Sedimentation dasselbe mikromorphologische Bild erzeugen. Auch die Tonhäutchen der Aggregate besitzen bei fluviatilen Sedimenten (möglicherweise auch beim Schwemmlöß und bei Fließerde) nur bedingten Zeigerwert für die Parabraunerde-Dynamik.

c. Tonverlagerung in den Schottern und Sanden

In den unverwitterten Schottern und Sanden der Niederterrasse treten in Abständen von 20—100 cm häufig bis in über 10 m Tiefe rotbraune, lehmige Bänder auf, die nicht immer schichtenparallel verlaufen und deshalb auf sekundäre Einlagerung hinweisen. W. Paas (1961) führt das Auftreten der rötlichbraunen, lehmigen Bänder innerhalb der Schotter und Sande auf Tonverlagerungen rezenter Bodenbildungsprozesse zurück und sieht diese als Nachweis für die Parabraunerde-Dynamik an.

Es läßt sich so aber der Tonnachschub bis in mehrere Meter Tiefe für zahlreiche lehmige Tonbänder mengenmäßig, z. B. aus einer nur lehmigen Sand-Parabraunerde, nicht erklären. Einmal ist kaum zu erwarten, daß bei diesen relativ jungen, sandigen Böden derartige Tonmengen produziert werden können. Zum anderen wäre die Art der Ausfällung kaum verständlich. Man kann annehmen, daß die Fällung oder Stauung wandernder Tonteilchen in Horizonten mit anderen physiko-chemischen Potentialen bzw. anderen mechanischen Rückhaltevermögen erfolgt. Es wäre nicht erklärbar, wie abwandernde Tonteilchen zahlreiche Flockungs- oder Filterschichten gleichartiger Tonhaltefähigkeit ungehindert passieren können, um dann in mehreren Metern Tiefe festgelegt zu werden. Wahrscheinlicher wäre doch die Festlegung aller Tonteilchen bereits in der ersten Schicht mit einem Tonhaltevermögen, wie es normalerweise bei bindigen Böden in den dem Tonverarmungshorizont A_3 unmittelbar folgenden Tonanreicherungshorizont B geschieht. Bei einer Auflösung des B-Horizontes nach unten, wie es W. Paas (1961) ansieht, wäre in durchlässigen Böden bei terrestrischer Bodendynamik ein baldiges Abklingen der Toneinschlämmungsbänder zu erwarten, und nicht eine bis über 10 m Tiefe reichende, unverminderte intensive Tonbänderung.

Sieht man die Entstehung der Tonbänderung als Produkt der spezifischen Wasser- und Bodenverhältnisse in einer Aue an, so lassen sie sich zwanglos als Tondurchschlämmungssäume versickernder Hochwässer erklären, die wahrscheinlich im Gegenspiel von Einsickerung und Grundwasseranstieg und -abstieg an primär bedingten (petrographisch) oder dadurch geschaffenen Unstetigkeitslinien (Go) durch Konzentrierung niedergeschlagen wurden. Sie können auch einfach Tonüberzüge der Schotter aus abklingenden Überschwemmungen darstellen. Danach würde die Entstehung der tonigen Bänder zeitlich mit dem Aufbau der Terrasse zusammenfallen können, da toniges Verwitterungsmaterial zu allen Zeiten herangeführt wurde. Das Auftreten der tonigen Bänder setzt keine überlagernden lehmigen Böden oder gar Parabraunerden voraus.

6. Tonmineralzusammensetzung

Das Vorhandensein spezifischer Tonminerale oder Tonmineral-Gemeinschaften kennzeichnet unter Berücksichtigung des Ausgangsmaterials bestimmte Verwitterungsprozesse oder dynamische Vorgänge im Boden.

Von 4 Profilen wurden zur Orientierung insgesamt 29 Pulverdiagramme angefertigt und röntgenographisch untersucht. Die Tonmineral-Garnituren setzen sich durchweg aus einem überwiegenden Anteil illitischer, einer zurücktretenden Menge aufweitbarer Illite und einem bedeutenden Gehalt kaolitischer Tonminerale zusammen.

Die Profile weisen danach in sich vom Ap- bis zum C-Horizont die gleiche Tonmineralzusammensetzung auf und die Tonmineral-Garnitur aller 4 Profile, von der Parabraun-

erde bis zum Parabraunerde-Gley, ist untereinander gleich. Die Röntgenanalyse bestätigt die übrigen Untersuchungen und spricht mit der Gleichartigkeit der Tonmineralzuzsammensetzung in den verschiedenen Profilen weit eher für Auenboden- als für Parabraunerde-Dynamik.

Die Tatsache, daß die Tonmineral-Garnitur der tonigen Bänder in den Schottern sich nicht von der des überlagernden Bodens unterscheidet (W. Paas 1961), spricht nicht zwingend für die Herkunft aus der Parabraunerde. Die Tonsubstanz der Bänder und des Hochflutlehmes stammen überwiegend aus den Verwitterungsprodukten orts- und typfremder Böden und befinden sich hier auf sekundärer oder sogar auf tertiärer Lagerstätte. Die Einheitlichkeit der Tonmineral-Zusammensetzung kann dagegen auch als Beweis dafür angesehen werden, daß die Tonsubstanzen in den Bändern und im darüber liegenden Boden ihre Zusammensetzung bisher kaum verändert haben und deshalb mindestens die Einflüsse der terrestrischen Verwitterung sehr gering sind.

7. Gefüge der Böden aus Hochflutlehm

Die Bodentypen und ihre Horizonte drücken ihre petrographisch-dynamische Eigenart in bestimmten Gefügearten aus. Bei den 5 Profilen konnten die Ergebnisse der makroskopischen und stereomikroskopischen Gefügeuntersuchungen nicht mit den angegebenen Bodentypen in Einklang gebracht werden. Die Gefügeausbildung schwankt zwischen Subpolyedern und Prismen. Die allgemeine Tendenz geht von Subpolyedern in den oberen Horizonten zum polyedrisch-prismatischen Gefüge in den B-, (B)-, G- und (B)C-Horizonten. Dabei wurde häufig innerhalb der genetischen Horizonte eine Gefügewandlung festgestellt, auch wiesen dieselben Horizonte vergleichbarer Bodentypen recht unterschiedliche Gefüge auf. Ferner unterscheidet sich das Gefüge des rezenten Gleyes mit seinen Go- und Gor-Horizonten kaum von den B(B)-, (B)- und (B)C-Horizonten der Parabraunerden. Das prismatisch-polyedrische Gefüge widerspricht jedoch völlig dem Wesen des (B)-Horizontes und spricht gegen die Braunerde-Parabraunerde-Dynamik in den Hochflutlehmen. Das sich durch den gesamten Hochflutlehm ziehende polyedrische und prismatische Gefüge stellt sich deutlich als Relikt und Nachweis der semiterrestischen Phase dar.

Bei der Horizontierung der Profile ist nicht nur die Texturdifferenzierung entscheidend, sondern auch das Gefüge der einzelnen Horizonte. Bei den Hochflutlehmen sind Tongehalt, Gefüge und Tondurchschlämmung primärer und interstrataler Natur und nicht das Produkt der Parabraunerde-Dynamik. Es sind die Gefüge durchschlämmter Schichten, wobei die Durchschlämmungserscheinungen jedoch nicht das Ergebnis aktueller, sondern synsedimentärer Prozesse sind.

8. Silikatverwitterung

Durch die Bestimmung der Silikatanteile in den verschiedenen Sandfraktionen (P. Kundler, 1956, E. Kopp 1961) wurde versucht, die bei einer Parabraunerde-Verwitterung zu erwartende Silikatverarmung oder die stärkere Silikatzerstörung in der feinsten Sandfraktion der Ap- und A_3-Horizonte festzustellen.

Dieser Nachweis konnte nicht erbracht werden. Im Gegenteil wurde mehrmals in der sandigeren Deckschicht ein höherer Silikatgehalt gefunden als in den verwitterungsextensiven (B)-Horizonten. Ein für die Parabraunerde spezifischer Silikatabbau konnte nicht beobachtet werden. Damit wurde wiederum die Mehrschichtigkeit und das Fehlen einer ausgeprägten Parabraunerde-Dynamik wahrscheinlich gemacht.

9. Gehalt an Eisenkonkretionen

Die Behauptungen über die Dominanz der semiterrestrischen Phase in den Hochflutlehmen konnten durch Feststellung ungewöhnlich großer Mengen von Eisenkonkretionen

erhärtet werden. In der sandigeren Deckschicht wurden meist abgerollte, harte Konkretionen vorgefunden, während sie im bindigeren Hochflutlehm weicher und rauhflächig waren.

Das Profil Köln (Parabraunerde) hat z. B. mit 40—65% Eisenkonkretionen in der Fraktion 0,5—1,0 mm einen ungewöhnlich hohen Gehalt, der etwa dem des rezenten Parabraunerde-Gleyes Kapellen I gleichkommt. Die Konkretionsanteile weisen zum anderen keine Beziehungen zur genetischen Horizontierung auf. A_3, B, (B) und (B)C enthalten als Eluvial-, Illuvial- und Verwitterungshorizonte ohne nennenswerte Stoffzufuhr einen nach unten ansteigenden Konkretionsgehalt, der nicht zur Parabraunerde-Dynamik paßt. Diese Konkretionen können nicht aus der Parabraunerde-Dynamik herrühren, sondern stellten sich hier deutlich als Relikte der früheren Gley- und Auenboden-Phase dar.

10. Entkalkung

Nach W. Paas (1961) befinden sich allochthone Kalkauenböden im Bereich des derzeitigen Hochflutbettes. Durch die Überschwemmungen des Rheins wurde sicher auch den Böden der Jüngeren Niederterrasse Kalziumkarbonat zugeführt. Dieses ist heute aus dem oberen Teil der Profile entfernt und erst in 0,90 m oder auch unter 1,50 m Tiefe noch anzutreffen. Zweifellos haben die Hochflutlehme eine Entkalkung und Verbraunung erfahren. W. Kubiena (1953) weist aber darauf hin, daß die Entkalkung der braunen Auenböden durch starke Auswaschung relativ schnell vor sich gehen kann. Die Dauer der Entkalkungs- und Verbraunungszeit sind nicht bekannt. Die teilweise Entkalkung und eine Verbraunung sind als Einfluß der terrestrischen Bodenbildungsfaktoren zu beachten und dürfen sich in einer schwachen Überprägung der Böden aus Hochflutlehm auswirken.

11. Schlußfolgerungen

Die vielseitigen Untersuchungen von 5 Profilen aus Hochflutlehm lassen erkennen, daß diese Böden aus mehrschichtigen, fluviatilen Sedimenten mit synsedimentärer Tondurchschlämmung und Gefügeausbildung unter starkem hydromorphen Einfluß entstanden, und daß sekundär nur eine schwache Verbraunung erfolgte.

1. *Horizontbezeichnung und Typ*

   Die scheinbaren Merkmale der Parabraunerde-Dynamik werden als Folge der Sedimentation und der Gley- und Auenboden-Phase gedeutet. Aus der Zusammenschau der vorliegenden Resultate könnte man geneigt sein, diese Böden folgendermaßen anzusprechen:

   Mehrschichtige, allochthone braune Auenböden (Vega) mit schwacher Verbraunung und teilweise unterschiedlichen Grundwassereinflüssen.

   Die Horizontbezeichnung der Profile würde aus dieser Sicht folgende Änderungen erfahren:

A_p	= A_p	BGo	= MGo
A_3		Go	= Go
A_3B		Gr	= Gr
B	= (B)M	(B)CCa	= MCa
B(B)			
(B)			

   Nach den Prinzipien der Systematik dürften die grundwasserfreien Böden allerdings nicht als Auenböden bezeichnet werden, weil Grundwasser- und Überschwemmungseinflüsse bereits lange fehlen. Die höher liegenden Böden weisen rein terrestrische Perkolation auf. Andererseits sind die Braunerdemerkmale noch zu gering, um diese Böden der Braunerde-Klasse zuzuordnen. Die semiterrestrische Phase,

obwohl bereits lange zurückliegend, beherrscht noch heute das Bodenbild. Es sind aber trotzdem terrestrische Böden, ohne daß ihre Morphologie und ihr Charakter den Braunerden oder Parabraunerden entsprechen.

Die spezifischen Bodenbildungsprozesse, nachgewiesen durch ihre genetische, petrographische und gefügekundliche Eigenart sowie der heute vor sich gehende Wandel der Dynamik dieser Böden würde im Sinne der Bodensystematik (E. MÜCKENHAUSEN, 1962) eine Ausscheidung als besonderen terrestrischen Bodentyp rechtfertigen.

Es läge nahe, die grundwasserfernen Böden aus Hochflutlehm als „Terrassenböden" zu bezeichnen und sie von den typischen Auenböden und den Braunerden abzugrenzen. Es ist aber vorstellbar, daß ein großer Teil der stromfernen und eingedeichten Auenböden eine ähnliche Bodenbildung aufweist und mit in diesen Typ einbezogen werden könnte. Dann würden die Bezeichnungen „Altvega" besser geeignet erscheinen. Mit diesen Begriffen wären ihre Entstehung, ihre Wandlung und auch ihre morphologischen und geographischen Merkmale gut gekennzeichnet.

Die „Parabraunerden" von Hersel und Köln würden danach als Braunerde-Altvega,
die „Gley-Parabraunerde" von Kapellen II als Braunerde-Altvega,
die „Gley-Parabraunerde" von Vluyn und
der „Parabraunerde-Gley" von Kapellen I als Auengley
anzusprechen sein.

2. *Tondurchschlämmung der Aue*

Es gibt eine synsedimentäre Tondurchschlämmung und eine Gefügeausbildung fluviatiler Sedimente, die bei der intensiven Durchspülung von tonigem Material etwa das Bild einer durchschlämmten Parabraunerde bieten, ohne das Ergebnis irgendeiner Bodendynamik zu sein. Damit wird der bisherige Zeigerwert der morphologischen und mikromorphologischen Tondurchschlämmung als Nachweis der Parabraunerde-Dynamik für Böden aus fluviatilen und möglicherweise auch aus anderen umgelagerten Sedimenten stark eingeschränkt.

3. *Alter*

Die Bodenbildungen auf dem holozänen Hochflutlehm sind höchstens 9000 Jahre alt und haben eine neue Deutung erhalten. Demnach hat hier in diesem Zeitraum keine Parabraunerde-Bildung stattgefunden.

Schriften-Nachweis

AHRENS, W.: Die Trennung der „Niederterrasse" am Mittel- und Niederrhein in einen diluvialen und einen alluvialen Teil auf Grund der Geröllführung. - Z. deutsch.-geol. Ges. **82**, S. 129-141, Berlin 1930.

BREDDIN, H.: Löß, Flugsand und Niederterrasse am Niederrhein. - Jb. preuß. geol. L.-A. **46** (1925), S. 635-662, Berlin 1926.

KOPP, E.: Besonderheiten der intrasedimentären Verwitterung miozäner Ablagerungen der Niederlausitz. - Ber. d. geol. Gesell. **6**, S. 216, Berlin 1961.

KUBIENA, W.: Bestimmungsbuch und Systematik der Böden Europas. - Enke, Stuttgart 1953. - - Mündliche Mitteilung, 1963.

KUNDLER, P.: Beurteilung forstlich genutzter Sandböden im norddeutschen Flachland. - Archiv f. Forstw. **5**, S. 585, Berlin 1956. - - Zur Methodik der Bilanzierung der Ergebnisse von Bodenbildungsprozessen (Profilbilanzierung), dargestellt am Beispiel eines Texturprofils auf Geschiebemergel in Norddeutschland. - Z. Pflanzenernähr., Düngung etc. **86** (131), S. 215, Weinheim 1959.

MÜCKENHAUSEN, E.: Entstehung, Eigenschaften und Systematik der Böden der Bundesrepublik Deutschland. - DLG-Verlag, Frankfurt M. 1962.

Nietsch, H.: Pollenanalytische Untersuchungen auf der Niederterrasse bei Köln. - Z. deutsch. geol. Ges. **92**, S. 350, Berlin 1940. - - Zur spät- und nacheiszeitlichen Entwicklung einiger Flußtäler im nordwestlichen Deutschland. - Z. deutsch. geol. Ges. **104**, S. 29-40, Hannover 1953.

Paas, W.: Rezente und fossile Böden auf niederrheinischen Terrassen und deren Deckenschichten. - Eiszeitalter u. Gegenwart **12**, S. 165, 1961.

Zimmermann, K.: Mündliche Mitteilung, 1962.

Manuskr. eingeg. 27. 3. 1963.

Anschrift des Verf.: Dr. Erwin Kopp, Institut für Bodenkunde der Universität, Bonn, Nußallee 13.

Eiszeitalter und Gegenwart	Band 15	Seite 92-101	Öhringen/Württ., 1. November 1964

Steinmeere und ihre Strukturen im Saarland

Von Georg Selzer, Saarbrücken

Mit 6 Abbildungen im Text

Zusammenfassung: Auf Bergen und Hochflächen des Saarlandes sind Felsen- oder Blockmeere oberhalb einer Höhenlage von 330 m nicht selten. In den erhaltenen Einzelformen vom stärkst gespaltenen Fels aus Hartstein, dem Schuttmantel der Bergflanken, in den Blockmeeren selbst und besonders in den „Steinringen" sind Vorzeitformen des Eiszeitalters zu erblicken und — worauf stratigraphische Ergebnisse deuten — Erscheinungen der letzten Eiszeit (Würm).

Die erhaltenen Abtragungsprodukte in den mächtigen Hangschutt- und Blockmeer-Bildungen deuten auf die sehr starken Verwitterungsvorgänge und damit Formbildungen der Landschaft im Eiszeitalter einerseits, während andererseits die ungestörte Erhaltung der Kleinformen das Fehlen oder die nur schwache Abtragungswirkung in nacheiszeitlicher Zeit hervorheben läßt, so daß damit große Bereiche talfernerer Gebiete des Saarlandes noch heute ein mehr oder weniger genaues Abbild der Landschaftsform des Eiszeitalters darstellen.

Résumé: Les mers de blocs de pierres et les coullées de pierres sont très répandues dans les régions sarroises et voisinantes audessus l'altitude de 330 m; ils contiennent des cercles de pierres dresseés et sont toujours en relations avec ses roches-mères, qui possèdent une désagregation forte mais inactive. Ces formes periglaciaires datent de la période wuermienne selon d'une flore d'Eem dans une couche sous-jacente. La richesse et la bonne conservation de ces formes montrent la grande influence des facteurs periglaciaires dans le development du relief récent.

I.

Vorbemerkung:

Auf vielen Höhen und Hochflächen des Saarlandes, die verschiedenen Landschaftseinheiten angehören, sind Block- und Steinmeere ausgebildet, deren Einzelformen und stratigraphische Bedingungen den Nachweis ihrer Entstehung während der hocheiszeitlichen Perioden des Pleistozäns führen lassen. Einmal soll ihre Darstellung eine Lücke in der Bestandsaufnahme des periglazialen Formenschatzes in unserem Gebiet schließen helfen, andererseits können die fast unverändert erhaltenen Einzelformen der eiszeitlichen Erscheinungen einen Beitrag zu der Frage der Entstehung und Zeitlichkeit der Landschaftsformen unseres Gebietes leisten.

Bislang waren entsprechende Untersuchungen fast ganz auf das Talgebiet der Saar und einiger Nebentäler beschränkt geblieben. Die ausgezeichneten Untersuchungen von Mathias (1936 und 1956), Fischer (1956) und Zandstra (1954) haben deutlich nachgewiesen, daß die Entstehung des Talgebietes der Saar in das Pleistozän fällt, und z. B. in den Einzelstadien der Talerosion und Terrassenbildung eine enge Abhängigkeit zu den einzelnen Eiszeiten besteht. Die Darstellung der Blockmeere und der damit verbundenen Erscheinungen versucht, die Bedeutung der eiszeitlichen Klimawirkungen auf die talfernen Gebiete des Saarlandes zu erweitern, womit Ansätze zu der Auffassung gemacht werden können, daß die jetzige Landschaftsform ein fast unverändertes Abbild der eiszeitlichen Formgebung darstellt und in vielen Gebieten die nacheiszeitlichen Abtragsbedingungen fast keine morphologischen Veränderung in Groß- wie in Kleinformen hervorgerufen haben.

II.

1. Das Saarland im Eiszeitalter allgemein

Das Saarland war im Pleistozän außerhalb der Vergletscherungen des Inlandeises und der Gebirge gelegen. Unmittelbar glazigene Bildungen lassen sich im Saarland auch nicht in den höchsten Erhebungen des Hunsrücks feststellen. So hat auch die zuerst von Mehlis (1886) aufgestellte Deutung von Blockmeeren im Pfälzer Wald als Gletschermoränen der

Eiszeiten der Erklärung als Periglazialbildung weichen müssen. Bedeutsam ist die Lage zu den Vogesen, die im Eiszeitalter eine eindeutige Vergletscherung besessen haben.

Die Erscheinungen der fossilen Frostspalten (P. Kessler 1915 u. 1927), Eiskeile (Zandstra 1954, Fischer 1956), Brodelböden und dgl. sind Beweise dafür, daß auch im Saarland während der Eiszeiten des Pleistozäns ein tiefgründiger Dauerfrostboden ausgebildet war, der nach Poser (1947) in der Würm-Eiszeit eine sommerliche Auftautiefe von rd. 1,8 m besessen haben dürfte.

2. Die Blockmeervorkommen im Saarland

Aus dem Saarland sind Blockmeervorkommen bislang noch nicht bekannt geworden. In seiner umfassenden Darstellung der Vorkommen in den deutschen Mittelgebirgen erwähnt Schott (1931) die Blockmeere im Buntsandstein des Pfälzer Waldes und ganz allgemein die des Rheinischen Schiefergebirges.

Eine vorläufige Darstellung der wichtigsten Vorkommen im Saarland lautet mit Angabe der Höhenlage und der Herkunft der sie aufbauenden Gesteine:

Vorkommen:	Höhe ü. NN.	
Schwarzbruch bei Orscholz	400 m	Taunusquarzit (Devon)
Kaiserweg	ca. 400 m	„ „
Hunscheid	480—500 m	„ „
Schimmelkopf	520—690 m	„ „
Hunnenring-Dollberg	560—680 m	„ „
Weißfels	560—625 m	„ „
Mommerich	490 m	Porphyr (Rotliegend)
Trautzberg	ca. 500 m	Melaphyr „ „
Weißelberg	500 m	„
Lindenhübel	430 m	„
Dirmingen	ca. 320 m	Konglomerat (Rotliegend)
Holzer Höhe	ca. 330 m	„ (Karbon)

Die weiter nördlich in der Eifel oder im weiteren Hunsrück, dem Pfälzer Bergland (z. B. Donnersberg) und dem Pfälzer Wald (z. B. Kalmit) vorhandenen Vorkommen sind hier nicht speziell aufgenommen worden, zeigen aber eine nennenswerte Häufigkeit und

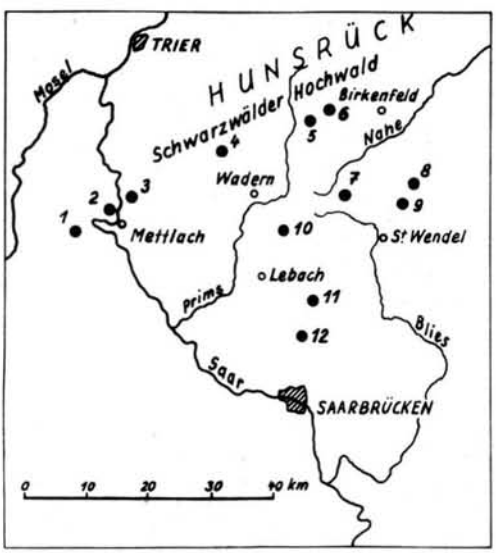


Abb. 1. Die Vorkommen von Block- und Steinmeeren im Saarland.

ähnliche Abhängigkeit wie die des Saarlandes. Ihre Aufzählung läßt aber erkennen, daß die Vorkommen der Blockmeere in den linksrheinischen Mittelgebirgen eine regionale Bedeutung besitzen.

Alle genannten Vorkommen zeigen eine Abhängigkeit von der Höhenlage. Kein Vorkommen liegt unter der Höhe von 320 m. Man gewinnt bei dem Vergleich der verschieden hoch gelegenen Vorkommen den Eindruck, daß die Vorkommen geringerer Höhenlage — unter 400 m — an Umfang und Mächtigkeit geringer und kleiner sind, als die in größerer Höhenlage. Auch die Vorkommen in der Pfalz sind an Höhen über 400 m gebunden.

Eine weitere Abhängigkeit der Block- und Felsenmeere ist durch die spezifische Ausbildung der sie zusammensetzenden Gesteine gegeben. Alle Gesteine, die zu einem mehr oder weniger leichten Zerfall durch exogene Einflüsse neigen, fehlen in der Aufstellung ganz, z. B. die Tonschiefer des Altpaläozoikums, die Sandsteine des Karbons und Perms, auch der Buntsandstein der üblichen Ausbildung und ganz die Gesteine des Muschelkalkes, obwohl ihre Vorkommen über 400 m heraufreichen. Die Muttergesteine der Blockmeere

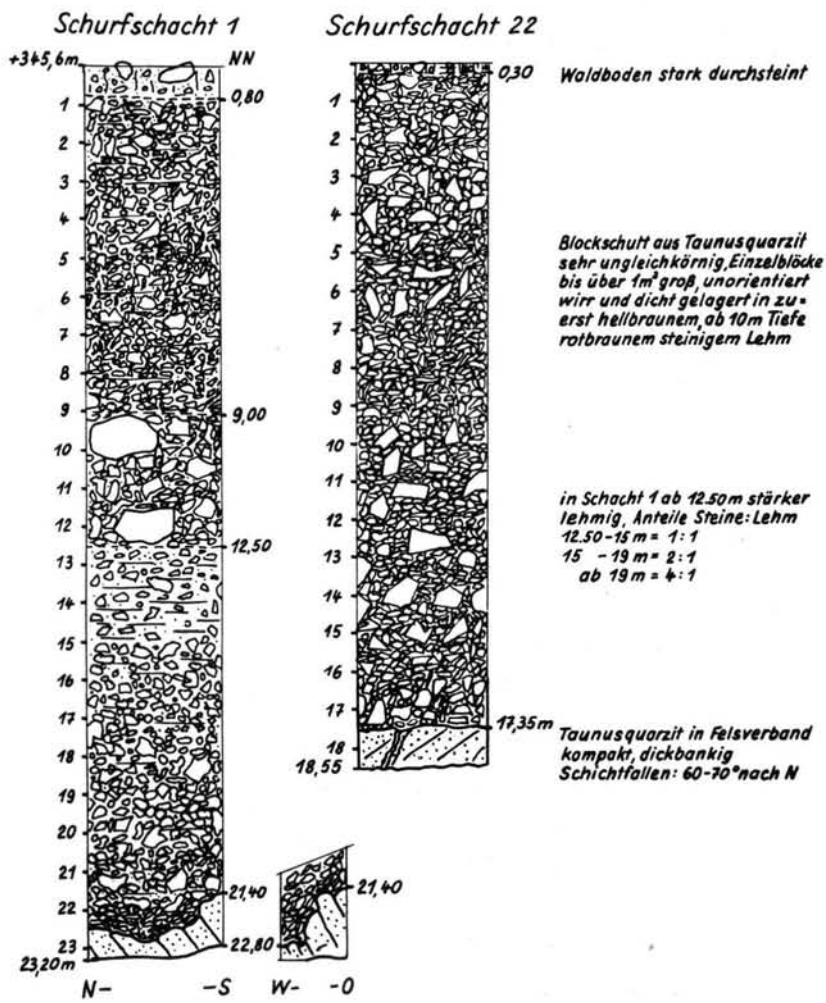


Abb. 2. Profile zweier Schurfschächte im oberen Wellesbachtal b. Orscholz/Saar.

sind ausschließlich sehr dichte und texturlose, meist monomineralische, aus stabilen Mineralien aufgebaute und stets extrem wetterbeständige Gesteine, also Hartsteine i. e. S.:

Taunusquarzit des Unterdevons,
quarzitische Konglomerate des Karbons und Perms,
feinkörnige Melaphyre und Porphyre des Perms
und nur selten Buntsandstein der quarzitischen Ausbildung.

Die Mächtigkeit und Ausdehnung der Blockmeere ist verschieden. Sie reicht von einer lockeren Überschotterung des sichtbaren Anstehenden bis zu zusammenhängenden Decken von mehr als 1 qkm Fläche. Genau so schwankt die Mächtigkeit von geringen Beträgen auf geneigten Hängen bis zu großen Dicken auf flachem Gelände und Dellen. Selten zeigen natürliche Aufschlüsse das Auflager der Blockvorkommen. In Schurfschächten, die zu Untersuchungen für ein Pumpspeicherprojekt 1952 im oberen Wellesbachtal bei Orscholz (Saarschleife) angelegt worden sind, waren Mächtigkeiten zwischen 15 und 20 m die Regel und 23 m die größten, wie Abb. 2 zeigen soll. In der Darstellung des in den Schurfschächten in voller Mächtigkeit aufgeschlossenen Profils der Blockschüttung wurde versucht, die Größe der Einzelbestandteile und die Lagerung maßstäblich und orientiert anzugeben. An vielen, besonders den Vorkommen auf geneigtem Gelände, dürfte mit geringen Dicken und mit einer 10 m nur selten übersteigenden Dicke der meisten Vorkommen zu rechnen sein.

Die natürlichen Aufschlüsse der Oberfläche wie die in die Tiefe gehenden künstlichen Aufschlüsse lassen Gesteinsstücke von über 1 cbm bis zu Millimetergröße beobachten, wobei sehr auffällig wird, daß die Stücke unter einer Größe (größter Steinquerschnitt) von 1 dm stets scharfkantig, ja, splittrig ausgebildet sind, während alle größeren Formate eine deutliche Abrundung der Kanten besitzen. Einerseits nimmt die Stärke der Kantenrundung mit der Entfernung vom Liefergestein zu. Andererseits konnte in den Schurfschächten eine Abnahme der Kantenrundung in die Tiefe festgestellt werden. Hieraus läßt sich ableiten, daß auf dem Wanderweg der Blöcke Kräfte wirksam waren, die zu einem Abschleifen der Kanten und Verkleinern der Blöcke geführt haben und daß Kräfte und Bewegung in Oberflächennähe stärker waren als in der Tiefe.

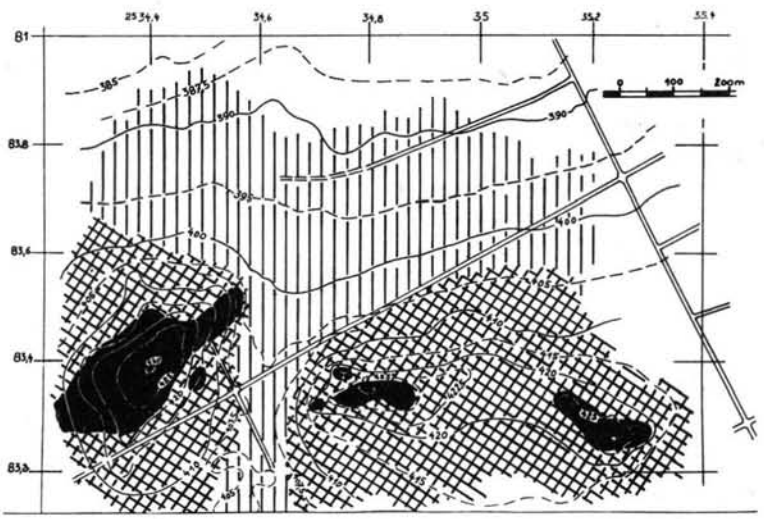


Abb. 3. Das Blockmeer des Schwarzbruches bei Orscholz in seiner Beziehung zum Liefergestein. Schwarz: anstehender Taunusquarzit; kreuzschraffiert: Hangschuttmantel (Kolluvium); Striche: Blockmeer.

Während in der Tiefe — ab rd. 5 m — die Einzelblöcke und Gesteinsbruchstücke unorientiert liegen und oft den Eindruck erwecken, als würden sie in einem Lehm isoliert schwimmen, zeigen sie an der Oberfläche eine intensive Verkeilung bis zur Aufspaltung und eine dachziegelartig geregelte Lagerung, die auf eine hangabwärtige Bewegung deutet.

In den meisten Fällen läßt sich nachweisen, daß die Blockströme nicht unmittelbar von dem anstehenden Gebirge gespeist worden sind, sondern von einem beträchtlichen Schuttmantel, der das Anstehende weit verhüllt. So zeigt das Beispiel des Schwarzbruches bei Orscholz ganz instruktive Abhängigkeiten (s. Abb. 3).

Aus einer schwach geneigten Verebnung in rd. 400 m Höhenlage erheben sich einige Kuppen bis in eine Höhe von 430 m. Nur auf den Kuppenspitzen zeigten sich isolierte Vorkommen aus anstehendem Taunusquarzit, der grob gebankt, sehr kompakt und extrem dicht ausgebildet und mit rd. 12° nach Süden geneigt ist. Der Quarzit ist von vielen Spalten, vornehmlich senkrecht, durchzogen, die stark — bis einige dm — klaffen und sich nach unten keilförmig verjüngen. Diese Aufspaltung des anstehenden Taunusquarzits entlang derartig klaffender Spalten ist nur an die Oberfläche gebunden, während nahe Steinbrüche in den gleichen Gesteinsbänken keine derartige Aufspaltung zeigen. Andererseits zeigten Bodenbedeckung und Vegetation, daß diese Aufspaltung nicht durch pflanzliche Einwirkung entstanden ist, auch heute nicht weitergebildet wird, so daß in dieser Auflösung des heute wetterbeständigsten Gesteins unserer Gegend eine Vorzeitform zu sehen ist. Diesen Ausbissen des anstehenden Gesteins ist eine sehr breite Zone des Hangschuttes aus eckigen Bruchstücken aller Größen vorgelagert. Diese Hangschuttzone (echtes Kolluvium) hält lokal Neigungen bis 30° ein und kann nach Aufschlüssen (zur Schottergewinnung) und geoelektrischen Messungen auf weite Strecken bis 20 m dick werden. Mitunter zeigt der Hangschutt terrassenähnliche Anschwellungen, die hangparallel verlaufen und am gleichen Hang mehrfach übereinander auftreten, wie am Leukerkopf bei Orscholz oder dem Hunnenring.

Meist mit einem deutlichen Hangknick abgesetzt, folgen hangabwärts die eigentlichen Blockströme.

3. Das Alter der Blockmeere

In einigen Schurfschächten im oberen Wellesbachtal bei Orscholz (ca. 330 m ü. NN) ruht die obere und bedeutendere Blockmasse auf einer mehrere Meter dicken Lage eines sehr reinen grauen Tones, dem eine Schicht eines mit vielen organischen Resten durchsetzten, fast schwarzen Tones eingeschaltet ist. Die von Herrn Prof. Dr. Leschik[1]) pollenanalytisch untersuchten Proben dieser Schicht ergab eine Zusammensetzung, die nur eine Einstufung in die Eem-Zeit, also in das Riß/Würm-Interglazial, zuläßt. Der diesen Interglazial-Tonen auflagernde Blockschutt mit seinem gänzlich verschiedenen Sedimentationscharakter läßt sich danach zwanglos in die Würm-Eiszeit einordnen.

Wichtig ist ferner, daß der Interglazial-Ton von Orscholz von einer schwächeren Blockschüttung unterlagert wird, die immerhin 5 m dick wird, wonach mit 2 Zeiten einer Blockmeerbildung zumindest gerechnet werden kann.

4. Steinringe als Strukturformen der Blockmeere

Im Blockmeervorkommen des Schwarzbruches bei Orscholz (s. auch Abb. 3), in dem die Hangneigung nur 5° nach Norden beträgt, sind die ausschließlich aus Taunusquarzit bestehenden großen und kleinsten Komponenten derart angeordnet, daß um einen zentralen Kern aus kleinster Korngröße (bis 1 cm) grobes Material ringartig verteilt ist, um das mit größerer Entfernung von der Feinkornmitte immer gröberes Steinmaterial liegt. Die größeren Blöcke in einer Entfernung von rd. 2 m von der Feinkornmitte zeigen dabei häufig eine Steilstellung in Ringanordnung. Ein solcher eigentümlicher Steinring, der bei

[1]) Ich bedanke mich an dieser Stelle sehr bei Herrn Prof. Dr. Leschik für die Überlassung dieser Ergebnisse und zugleich für viele Anregungen aus gemeinsamen Diskussionen.

Abb. 4. Bei der Schottergewinnung im Blockmeer des Schwarzbruches stehengelassene Randsteine eines Steinringes.

der Handgewinnung von Schotter übrig geblieben war, weil die steilen Randsteine zu fest und unlösbar im Blockschutt eingekeilt waren, war auch der Anlaß der Entdeckung der Steinringe (s. Abb. 4).

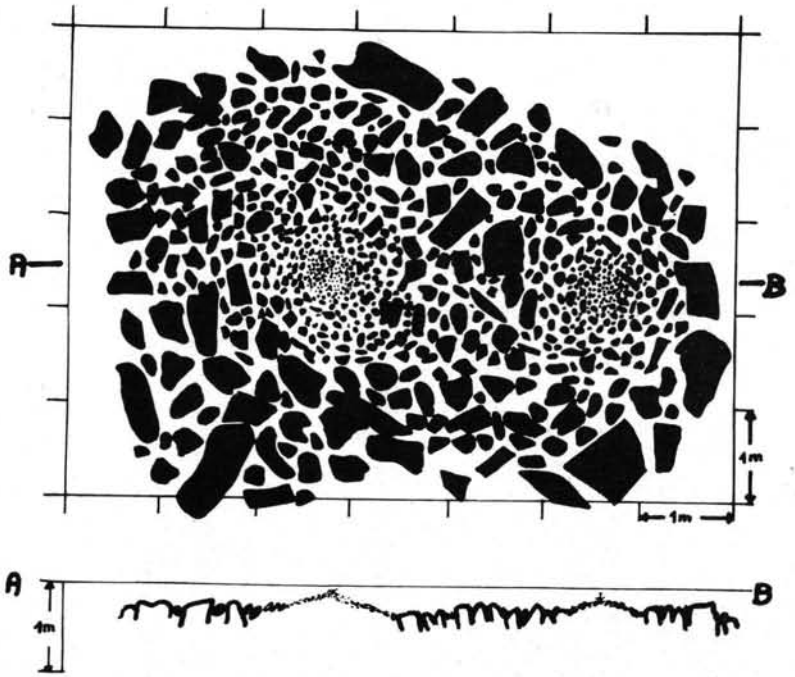


Abb. 5. Maßstäbliche Aufnahme zweier benachbarter Steinringe, Schwarzbruch bei Orscholz. Unten: Profil.

Abb. 6. Steinring. Schwarzbruch bei Orscholz.

In Abbildung 5 wird eine maßstäbliche Aufnahme zweier benachbarter Steinringe gegeben, die aus dem gleichen Vorkommen stammen.

Ein weiteres Beispiel zeigt Abb. 6.

Im ganzen konnten bislang im Blockmeer des Schwarzbruches 50 derartige Steinringe beobachtet und eingemessen werden. Die genaue Aufnahme zeigt ihre Lage vornehmlich in den flacheren Anteilen des in Abb. 3 in größerem Zusammenhang dargestellten Blockstromes. Man erkennt eine sehr benachbarte Lage der Steinringe bei einer gegenseitigen Entfernung der Ringzentren zwischen 3 und 15 m. Da einmal durch Schotterentnahme wahrscheinlich mehrere Ringe zerstört sind, andererseits Teilgebiete des Blockstromes des Schwarzbruches dicht von Vegetation bedeckt sind, braucht die Zahl der beobachteten Steinringe nicht endgültig zu sein. Wichtig mag auch sein, daß in den oberen Anteilen des gut aufgeschlossenen Blockstromes keine Steinringe festzustellen waren.

Das Blockmeer des Schwarzbruches zeigt die Steinringe am deutlichsten und auch häufigsten, während die übrigen Blockmeervorkommen weniger ausgebildete Steinringe enthalten. Zu erwähnen bleiben die Steinringe in Blockströmen des Lindenhübels (bei Lebach), die aus Melaphyr bestehen und wo die kleineren Steinringe auf einer brachen Hochfläche Anlaß zur Deutung als vorgeschichtliches Gräberfeld gegeben hatten.

III.

Deutung und Bedeutung der Blockmeere und der damit verbundenen Erscheinungen

Im Vorgehenden wurde absichtlich der Wert nur auf die Darstellung von Form und Lage der Steinmeere und der damit verbundenen Erscheinungen und Strukturen gelegt und jede Deutung vermieden, die erst jetzt gegeben werden soll. Die Blockmeere mit ihren eigentümlichen Strukturen, die in unserem Gebiet vorkommen, sind Gebilde, die unter der heutigen exogenen Bedingungen nicht entstehen oder in Bildung bleiben. Einmal fehlt der Fortgang der Gesteinszertrümmerung entlang häufiger Spaltenbildung als Urlieferant des Gesteinsschuttes, dann aber ist auch keine Fortbewegung der Hangschuttmassen und Blockmeere festzustellen. Nach vielen Merkmalen der bedeckenden Vegetation, Wald-

bodenbildung, ja Vermoorungen sind die genannten Bildungen in der Vorzeit unter total vom heutigen Klima verschiedenen Bedingungen entstanden. Nach Analysen der Formen und Analogie mit rezenten Erscheinungen entstehen solche Bildungen nur bei tiefer Bodengefrornis und lange andauerndem Dauerfrost, also unter Bedingungen, wie sie in den heutigen periarktischen Gebieten herrschen. Sie gehören zu dem Formenschatz der periglazialen Erscheinungen, wie die Eiskeile und Brodelböden, die während des Eiszeitalters in unserem Gebiet entstanden sind, sind also Zeugen eines den heutigen periarktischen Bedingungen ähnlichen oder sogar gleichen Klimas. Das ganze Erscheinungsbild der geschilderten Formen vom durch Spalten zertrümmerten Fels an über den Hangschutt zu den Blockmeeren und ihren Strukturen ist ohne Zerstörung der Kleinformen so gut erhalten, daß es ein getreues und lückenloses Abbild der eiszeitlichen Vorgänge in unserem Gebiet darstellt und bis in Einzelheiten der Definition der „Frostschuttzone" (BÜDEL 1950) entspricht. Die heute noch in unveränderter Form sichtbare Zerspaltung des anstehenden Hartsteins entspricht den Bildungen des Spaltenfrostes, der Mantel der Berge aus Hangschutt dem Frostschutt und die Blockmeere den Solifluktionsvorgängen in den heutigen periarktischen Gebieten. Die Steinringe z. B. des Schwarzbruches sind ebenfalls Bildungen, wie sie aus den periarktischen Gebieten z. B. aus Grönland und Spitzbergen beschrieben werden. So werden auch neuerdings aus Idaho, USA, unseren Blockmeeren und Steinringen entsprechende Bildungen der Vorzeit mit den rezenten Stein-Musterböden (patterned ground) von Thule, Grönland verglichen (MAIDE 1961).

Nach allen Merkmalen verdanken die geschilderten Bildungen der Blockmeere unseres Gebietes ihre Entstehung dem Eiszeitalter. Der erwähnte Nachweis einer Tonablagerung aus dem Riß/Würm-Interglazial unter einer Blockmeerbildung läßt darauf schließen, daß die bei uns beobachtbaren Bildungen der Würmeiszeit angehören. Dieses Alter ist auch deswegen zu unterstellen, da die stets kräftigen Denudationsvorgänge einer Eiszeit ältere Formen und besonders die Kleinformen der Steinringe zerstört hätten. Im Einzelnen ist abzuleiten, daß schon die zeitliche Aufeinanderfolge im Bildungsvorgang der Blockmeere und Steinringe auf verschiedene Kältestadien des Klimas während der letzten Eiszeit hindeuten, ähnlich wie EDELMANN und ZANDSTRA (1954) an dem Auftreten niveoäolischer Sande im Saargebiet ableiten.

Die rezenten Blockmeere und entsprechende Bildungen liegen in Gebieten mit einem Temperatur-Jahresmittel von rd. —2° C, einem Dauerfrostboden und in einer Klima-Zone, die als Frostschutt-Tundra zu bezeichnen ist. Ähnliche Klimafaktoren und Landschaften sind für das Eiszeitalter in unserem Gebiet zu unterstellen.

Im Vorstehenden wurde ausgeführt, daß die Erscheinungen der Blockmeere und ihrer Strukturen Vorzeitformen aus dem Eiszeitalter und wahrscheinlich zu großem Teil aus der letzten Eiszeit darstellen. Andererseits zeigt die fast unveränderte Erhaltung der Großformen, aber besonders der Kleinformen, das Fehlen einer Überprägung oder Veränderung durch jüngere Vorgänge. Hieraus kann nur abgeleitet werden, daß in unserem Gebiet die Entstehungszeit unserer Oberflächenformen im großen wie im kleinen in das Eiszeitalter zu verlegen ist, und die Formgebung dieser Entstehungszeit an vielen Stellen ganz unverändert geblieben ist, somit den Formbildungsvorgängen in der Nacheiszeit und Jetztzeit keine große Bedeutung für die Entstehung neuer Oberflächenformen zukommt, und unsere Landschaftsform in weiten Gebieten die konservierte eiszeitliche Landoberfläche mit sämtlichen morphologischen Einzelheiten darstellt.

Die Abtragungsprodukte des Eiszeitalters sind in dem Frostschuttmantel der Berge und den Blockmeeren nur teilweise erhalten und zu einem Großteil in die Täler transportiert, wo sie in den Schottern der Talterrassen erhalten sind. Wenn man aber bedenkt, daß der noch erhaltene Verwitterungsschutt der Berge mit seinen Mächtigkeiten doch

Beträge annimmt, die mitunter eine Blockschuttmasse von 100 000 cbm pro Hektar übersteigen, wird erst recht die hohe Abtragungsleistung des Eiszeitalters in unserem Gebiet gut augenfällig. Im Gegensatz zu den Tälern, von denen wir ebenfalls wissen, daß sie Entstehung und Form den eiszeitlichen Vorgängen verdanken, und in denen eine mehr linienhafte Erosion wirksam war, zeigen die Erscheinungen der talferneren Bereiche die große flächenhafte Abtragungswirkung des Eiszeitklimas auf. Die Abtragungsleistung des Eiszeitklimas in unseren Periglazialgebieten darf mit der in den heutigen periarktischen Gebieten ohne weiteres verglichen werden, von der Büdel (1950) darlegt, daß sie in Bezug auf die quantitative Abtragungsleistung von keiner anderen Klimazone der Erde übertroffen wird.

Die Darlegungen wollen nicht so verstanden sein, als ob in unserem Gebiet keine Vorgänge einer neuen Formgestaltung unter dem Einfluß des jetzigen Klimas mehr wirksam wären. Die Tätigkeit des Wassers besonders ist einer der heute auf die Oberfläche wirksamen Faktoren. Auch Frostbildungen treten bei uns heute noch auf (Selzer 1959), doch ist die Wirkung der in der kurzen Nacheiszeit bestehenden Kräfte nicht mit denen des Eiszeitalters zu vergleichen.

IV.

Vorzeitliche Fliehburgen und Blockmeere

Die Untersuchung der einheimischen Blockmeervorkommen ergab einen weiteren mittelbaren Zusammenhang mit der einheimischen Geschichte. Die Vorzeitburgen unseres Gebietes (Steiner 1932) sind entweder von Erddämmen umgeben, oder aus Steinwällen errichtet, wobei den aus Steinwällen errichteten Burgen nach Größe und Zahl die größte Bedeutung zukommt. Wenn man bedenkt, daß die Gesteinsmasse der Ringwälle des Hunnenrings bei Otzenhausen mehrere 100 000 cbm umfaßt, und daß nur Gesteinsbrocken von über 1 dm Größe benutzt worden sind, ist es verwunderlich, daß noch nie die Frage nach der Herkunft dieser Steine gestellt worden ist. Das Steinmaterial der Ringwälle unseres Gebietes ist in den meisten Fällen Hartstein aus Taunusquarzit (Hunnenring) oder Melaphyr, auf jeden Fall schwerst bearbeitbare Gesteine. Es nimmt somit kein Wunder, daß entsprechende Steinbrüche ganz fehlen.

Es ist nun eigentümlich, daß sich die Vorzeitburgen aus Steinwällen unseres Gebietes (auch des ganzen Hunsrücks) nur an den Stellen der Vorkommen eiszeitlicher Blockmeere finden, und daß danach der vorzeitliche Mensch ausgesprochen solche Stellen zu Fliehburgen ausgewählt hat, an denen das entsprechende Steinmaterial in entsprechender Form zu finden war. So zeigt sich am Hunnenring, Mommerich und Donnersberg, daß die Fliehburgen innerhalb von Blockmeervorkommen gelegen sind, daß z. B. die Steine eine gewisse Abrundung zeigen, und daß nur ein Bruchteil des natürlich vorhandenen Materials benutzt worden ist. Selbst die Anordnung der Steinwälle besonders in Hanglage, läßt vermuten, daß vorhandene Schutt-Terrassen, die ja meist hangparallel verlaufen, vom Vorzeitmenschen *in situ* nur umgebaut worden sind.

Für die Hangwälle des Hunnenringes trifft diese Eigenart der Ausbildung von Schutt-Terrassen ganz ausgesprochen zu.

Schriftenverzeichnis

Büdel, J.: Das System der klimatischen Morphologie. - Deutscher Geographentag München 1948, Landshut 1950.

Edelmann, C. H. & Zandstra, K. J.: Niveo-äolische Sande im Saargebiet. - Proc. kon. nederl. Akademie van Wetensch., Ser. B, 59, N. 3, Amsterdam 1956.

Fischer, F.: Beiträge zur Morphologie des Flußsystems der Saar. - Ann. Univ. Saravensis 5, F. 2. 1956.

KESSLER, P.: Das eiszeitliche Klima und seine Wirkungen im nicht vereisten Gebiet. - Stuttgart 1925.
KESSLER, P.: Frostspalten bei Saarbrücken. - Z. deutsch. geol. Ges. 79, 1927.
MALDE, H. E.: Patterned ground of possible solifluction origin at law altitude in the western Snake river plain, Idaho. - Geol. Surv. Res. 1961, Short papers in the Geol. and Hydrol. Sciences. Washington 1961.
MATHIAS, K.: Morphologie des Saartales zwischen Saarbrücken und der Saarmündung. - Verh. naturhist. Ver. Rheinl. u. Westf. 93, 1936.
MEHLIS, C.: Glaziale Erscheinungen im Haardtgebirge. - Globus 1886.
POSER, H.: Auftautiefe und Frostzerrung im Boden Mitteleuropas während der Würm-Eiszeit. - Die Naturwissenschaften 34, Berlin 1947.
SCHOTT, C.: Die Blockmeere in den deutschen Mittelgebirgen. - Forsch. z. deutschen Landes- u. Volkskunde 29, 1931.
SELZER, G.: Erdkegel als heutige Frostbodenbildungen im Saarland. - Eiszeitalter und Gegenwart 10, 1959.
STEINER, P.: Die Vorzeitburgen des Hochwaldes. - Trier 1932.
WOLDSTEDT, O.: Das Eiszeitalter, Bd. II. - Stuttgart 1958.
ZANDSTRA, K. J.: Die jungquartäre morphologische Entwicklung des Saartales. - Erdkunde 8, 1954.

Manuskr. eingeg. 18. 3. 1963.

Anschrift des Autors: Dr. Georg Selzer, Ensheim/Saar, Geol. Landesamt.

Eiszeitalter und Gegenwart	Band 15	Seite 102-107	Öhringen/Württ., 1. November 1964

Noch einmal: „Erdkegel"

Einige Ergänzungen zu den Beobachtungen von G. SELZER (1959)

Von Gerhard HARD, Bonn

Mit 4 Abbildungen im Text

Zusammenfassung: Bei den von G. SELZER (1959) aus dem gleichen Gebiet in statu nascendi beschriebenen „Erdkegeln" konnten auf Grund von Inhomogenitäten des Bodenprofils die Erdbewegungen, die zur Bildung der Erdbeulen führten, auch ohne direkte Beobachtung der Vorgänge zuverlässig rekonstruiert werden. — Es folgen Beobachtungen über räumliche Verteilung, Gestalt und Bewachsung der auf verlassenem Ackerland des Bliesgaus überaus häufigen Erdbeulen; diese Feststellungen ließen teilweise ebenfalls Rückschlüsse auf Entstehung und Entstehungsbedingungen dieser Erdbeulen zu.

Abstract: The existence of "earth-cones" (Erdkegel) in the region of the lower Blies valley has already been mentioned by G. SELZER (1959). By examining the variations of the soil profile the author succeeded in reconstructing the soilmovements resulting in the formation of the earth-cones without being forced to observe these movements themselves. — The article contains observations concerning the special distribution, the shape and the vegetation cover of the earth-cones, which are very frequent in the lower Blies region (Bliesgau). These observations permit to draw further conclusions as to the conditions under which these earth-cones are formed.

G. SELZER hat die „‚Erdkegel' als heutige Frostboden-Bildungen an Rutschhängen im Saarland" und zwar vom mittleren Muschelkalk beschrieben (1959, S. 217 ff.); er beobachtete, wie sie — während einer etwa vierwöchigen Dauerfrostperiode und bei einer bis 50 cm tief reichenden Bodengefrornis im Februar 1956 — im Laufe mehrerer Tage erdpfeilerartig und dampfend bis 60 cm hoch aus dem gefrorenen Boden wuchsen und in der folgenden Tauperiode zu breiten und flachgewölbten Erdhaufen zusammmensackten. Er bemerkt jedoch, „daß mehrere Aufgrabungen unter den Erdkegeln ... keinen Förderkanal der Erdkegelmassen haben finden lassen" (S. 222) und stellte außerdem die genannten Erdkegel ausschließlich an jenen Hängen des mittleren Muschelkalks fest, auf denen das mergelig-tonige Substrat vor den riesigen Abraumhalden der Steinbrüche und im Bereich eines ausgeprägten Quellhorizontes in rutschende Bewegung geriet. — Dazu einige Ergänzungen.

Im Muschelkalkgebiet des Bliesgaus sind seit Ende des 19. Jahrhunderts in entlegenen Teilen der Gemarkungen ganze Gewanne, ja Fluren vom Pflug verlassen und vergrast: vor allem auf schweren und teilweise wechselnassen Böden (Bodenschätzungsformel meist T 6 V(g) bzw. T III a 4). Die entstandenen, z. T. ausgeprägt wechselfeuchten Mesobrometen, die volkssprachlich sogenannten „Driescher" der Muschelkalkberge (Mesobrometum collinum E. OBERDORFER 1957, z. T. Subassoziation nach *Silaum Silaus, Succisa pratensis* und *Ophioglossum vulgatum),* sind von „Erdkegeln" stellenweise geradezu übersät. Augenfällig werden die Erdbeulen vor allem dann, wenn (wie es hie und da schon geschehen ist) der wüchsige Halbtrockenrasen in eine Koppel verwandelt, die Grasnarbe vom Maul des Rindviehs kurz gehalten und das Mikrorelief dergestalt bloßgelegt wird (Mesobrometum erecti, Subass. von *Lolium perenne* und *Plantago lanceolata):* Nun zeigt sich noch deutlicher, daß das ehemalige Ackerland sich in regelrechte Höcker- oder Buckelwiesen verwandelt hat.

Daß er unter aufgegrabenen „Erdkegeln" keinen „Förderkanal" fand, führt SELZER mit Recht darauf zurück, „daß das Material der Erdkegel genau das gleiche ... wie im umgebenden Boden" war (S. 222) — auf jungen Rutschhalden ein unvermeidlicher Befund. Es lag nahe, im Gelände nach fruchtbareren „Versuchsanordnungen" Ausschau zu halten.

Die Ackerböden auf der zerriedelten Landterrasse des oberen Muschelkalks (über dem Steilhang des Trochitenkalks mo_1) sind großenteils bis in 15-30 cm Tiefe entkalkt bei

pH-Werten im Oberboden um 6,0-6,4. Diese Konstellation erwies sich hinsichtlich unserer Fragestellung als überaus günstig.

Auf einer mit größtenteils vegetationslosen „Erdkegeln“ besetzten „Buckelwiese“ dieser Kalkberge entnahm ich der Oberfläche der Erdkegel und dem benachbarten Boden in 15-20 m Tiefe je eine Probe. Die Messungen (elektrometrisch in 1 n KCl-Lösung) ergaben auf einer Fläche von 1 ha für den Wiesenboden die pH-Werte 6.3, 7.2, 6.9, 6.8, 6.2 und eine Karbonatreserve ($CaCO_3$ %) von 0, 0.1, 0.4, 0.6, 0 - für die Oberfläche der „Erdkegel“ hingegen (pH)7.0, 7.1, 7.2, 7.0, 7.0 bzw. ($CaCO_3$ %) 6.3, 5.3, 6.8, 6.7, 4.0. Das die Oberfläche der Erdbeulen bildende Material ist weit kalkreicher als der Boden in 15-20 cm Tiefe — das Material der Erdbeulen muß in allen Fällen aus einer Bodentiefe von mindestens 30-40 cm stammen; die höchsten Transportwege betragen mindestens etwa 80 cm.

Auf dem Plateau des Birzberges bei Fechingen, an dessen Rutschhalden Selzer die „Erdkegel“ erstmals beobachtete, ist der Boden der vergrasten Gewanne, wie im vorigen Beispiel ein skelettreicher Braunlehm (terra fusca), wechselnd 10-40 cm tief entkalkt (zur Definition der terra fusca vgl. W. Kubiena 1948, S. 77, S. 85 ff. und W. Kubiena 1953, S. 266 ff.; zur Genese vgl. Ph. Duchaufour 1956, S. 126 f. und H. Franz 1960, S. 324ff., sowie mit abweichender Terminologie — „Pelosol“ — E. Mückenhausen 1962 S. 71 ff.). Hier habe ich im Oberboden längs einer Strecke von 40 m die pH-Werte 6.2, 6.0, 6.0, 6.4, 6.6, 6.0, 6.4 gemessen; die reichlich vorhandenen aufgesetzten Erdbeulen aber verfügen auch an der Oberfläche über eine beträchtliche Karbonatreserve (um 5-9% $CaCO_3$) bei pH-Werten um 7.0. Aufgeschnittene Erdbeulen zeigten den kalkhaltigen Unterboden ohne dessen Grobskelett breit durch den in der Feinerde entkalkten Oberboden gestülpt (Abb. 1).

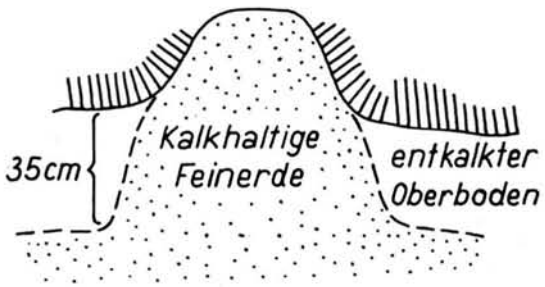


Abb. 1. Schnitt durch eine „Erdbeule“ auf vergrastem ehemaligem Ackerland.

Am eindrucksvollsten demonstrieren „Erdkegel“ auf intakten Waldböden den vertikalen Transport. Während die ursprünglichen Waldböden auf Ackerland bodenerosiv amputiert und durch den Pflug zu sekundär-anthropogenen (neutralen bis schwach sauren) Braunlehmen umgeprägt wurden, sind unter Wald vielerorts noch die ursprünglichen, schwach bis stark sauren Lessivés und lessivé-artigen Böden (d. h. „Böden mit Tondurchschlämmung und einem A-B-C-Profil mit Textur-B-Horizont“, H. Franz 1960 S. 291) erhalten (bei E. Mückenhausen 1962 S. 87 ff. als „Fahlerden“ und — teilweise — „Parabraunerden“). Unter besonderen Umständen tragen auch sie Erdbeulen: dann, wenn dem heutigen Waldbestand eine Kahlfläche vorausging ,deren mikroklimatische Bedingungen vor allem im Falle kleiner, isolierter Lichtungen bekanntlich besonders extrem sein können. Eine dieser Lehmbeulen auf intaktem Waldboden sei als Paradigma beschrieben: In einem etwa 20jährigen verlichteten Niederwald beim Hartungshof (Bliesransbach), einem ehemaligen Lohrindenschlag, findet man einen bis etwa 35 cm tief entkalkten typischen Lessivé mit pH-Werten zwischen 5.0 und 5.7 (in 5-10 cm Tiefe). Ein aufgesetzter „Erdkegel“ von 35 cm Höhe und 70 cm Breite an der Basis zeigt 10 cm unter seiner Oberfläche deutliche Karbonatreaktion und einen pH-Wert von 6.8. Das Material des Kegels stammt aus dem Ca- und Ca/C-Horizont des Lessivé. Beim Abheben der Erdkegelmasse

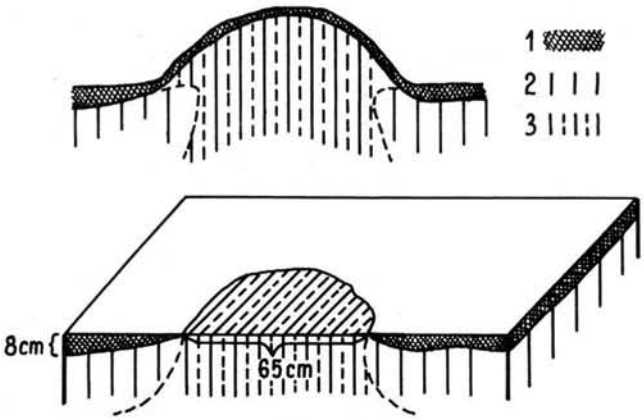


Abb. 2. Schnitt durch eine „Erdbeule" auf lessivé-artigem Waldboden; 1 schmutzig-braungrauer A_1-Horizont, 2 ockergelber A_e- und B_i-Horizont, 3 aufgestülpter ockergelber bis leuchtend brauner Ca-Horizont.

macht der Farbunterschied zwischen dem 8-10 cm mächtigen braungrauen A_1-Horizont und den ockergelben bis leuchtend braunen tieferen Horizonten den Aufbruch des Unterbodens besonders augenfällig (Abb. 2).

Über Verteilung und Gestalt der „Erdkegel" auf den Halbtrockenrasen ließ sich folgendes feststellen:

Sie fehlen den trockensten und flachgründigsten Böden (Mesobrometum linetosum E. Oberdorfer 1957); sie sind häufig in der (vorherrschenden) wechseltrockenen Form der typischen Subassoziation und sitzen dicht bei dicht in der ausgeprägt wechselfeuchten und tiefgründigen Subassoziation des Mesobrometum nach *Silaum Silaus*. In der Häufigkeit der Erdbeulen spiegelt sich der Wasserhaushalt des Bodens in gleicher Genauigkeit wider wie im Artenbestand der Rasengesellschaften. Auf den Doggerbergen bei Metz habe ich in ähnlicher Weise vielfach beobachtet, daß die „Erdkegel" der von Bromus erectus dominierten trockenen Form des Mesobrometum auf sandig-lehmigen Pararendsinen und Kalkbraunerden weitgehend fehlen, während sie in den von *Brachypodium pinnatum, Carex tomentosa* und *Trifolium medium* beherrschten kolluvialen Mulden mit ihren intensiv gelbbraunen, zu Wechseltrockenheit neigenden tonigen Lehmen massiert auftreten.

Neben der Bodenfeuchtigkeit und dem Anteil der Schluff- und Tonfraktion spielt auch die Tiefgründigkeit des Bodens eine fördernde Rolle. Auf dem von Ackerterrassen und Pflugrainen getreppten Brücker Berg (Bliesbrücken) tritt durch Anlage einer großen Koppel das Mikrorelief eindrucksvoll hervor. Hier beobachtet man, daß die „Erdkegel" sich nicht nur an muldigen Stellen, sondern vor allem auch über den Hochrainen häufen (Abb. 3). Der Zusammenhang „Dichte der Erdbeulen" und „Gründigkeit des Bodens" kann wohl kaum deutlicher demonstriert werden.

Die Form der Beulen ist vielgestaltig. Oft sind sie scharenweise asymmetrisch mit einer steilen, bewachsenen und einer flacheren, vegetationsfreien Seite, die sehr oft nord- bis ostexponiert ist — eine Asymmetrie, welche an die der Täler erinnert und sich gelegentlich auch an ausliegerartig abgetrennten kleinen Bergkuppen des Bliesgaus zeigt. Oft ist die Kuppe der Erdbeule frei von Vegetation, während die Flanken Rasen tragen — ein Bild, welches einer Tonsur gleicht. Als Zeichen der Bewegung im Bult sind die Grashorste oft in die Schräge gekippt. Zuweilen sind einer breiten, fladigen, „gealterten" Beule 1—3 kleinere, steilere aufgesetzt; seltener ist der Gipfel eingebrochen. Nach der Austrocknung zeigen die „Erdkegel" eine zellige, polyedrische, „blumenkohlartige" Zerlegung ihrer verdichteten Außenschicht.

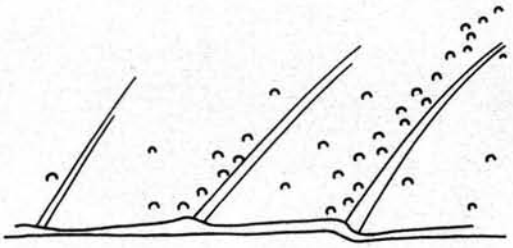


Abb. 3. Anordnung von „Erdbeu'en“ auf fossilen Ackerterrassen.

Wegen ihrer lockeren (aber instabilen) Krümelstruktur, wie sie gelegentlich von Frostböden („Kuchenböden“) beschrieben wurde (C. Troll 1944, S. 609 ff., E. Schenk 1955, S. 71), sind die Erdbeulen fast immer reich vor allem von Ameisen, Regenwürmern usf. belebt — sehr im Gegensatz zu dem (oft sehr) dicht gelagerten, grobblockigen oder strukturlosen Braunlehm oder Pseudogley, welchem sie aufsitzen. Es gibt jedoch auch Lehmbeulen ohne jede makroskopisch feststellbare Fauna.

Besiedelt sind die Blüten oft von nur einer Pflanzenart. Auf einem Ar Halbtrockenrasen im Bliesgau etwa trugen die breiten und hohen Erdbeulen wechselweise *Poa compressa, Brachypodium pinnatum, Festuca ovina, Festuca rubra, Thymus pulegioides, Sedum boloniense:* Vegetativ fortpflanzungstüchtige Arten, darunter vor allem die Zwenke, können den Raum besetzen, bevor die Konkurrenz eintrifft. Ganz überwachsen werden die Erdbeulen fast nur von *Brachypodium pinnatum*, einer Art, die einerseits von dem lockeren, tiefgründigen Boden gefördert wird (den sie mit ihren langen unterirdischen Ausläufern durchflicht) und die andererseits wohl auch die Bewegungen des Bodens besser verträgt.

Den gemähten Bergwiesen fehlen die Lehmbeulen, weil diese „Ämetzehiffe“, „Ämetzehiwwele“ wegen der Gefahr für Sense und Messer der Maschine im Winter und Frühjahr „verrechent“ (verrechnet), „mit der Hau (Hacke) abgehowwelt“ und „geschlenkert“ oder mit der Egge eingeebnet werden; sind sie größer geworden, benutzt man auch den Pflug. Für Nicht-Botaniker ist es am einfachsten, bei etwa gleichen Bodenverhältnissen die seit der letzten Mahd verflossenen Jahrzehnte nach der Größe der Lehmbeulen abzuschätzen.

Ist der Boden, dem die „Erdkegel“ aufgesetzt sind, ein Pseudogley, wird der Lehm der Beulen der Staunässe entzogen und auf Grund der veränderten edaphischen Bedingungen zuweilen von einer anderen Pflanzengesellschaft besiedelt. In einem lichten, kürzlich ganz abgeräumten Pinetum der Fechinger Wälder (Bliesgau) dominieren auf dem Pseudogley *Molinia coerulea* ssp., *Carex tomentosa, Carex flacca, Succisa pratensis, Inula salicina, Gymnadenia conopea, Epipactis palustris, Potentilla erecta* usf., auf den Flanken und Gipfeln der Bülten (30-70 cm hoch, an der Basis 40-80 cm breit) aber *Brachypodium pinnatum, Poa pratensis* ssp. *angustifolia, Trifolium medium* und *Koeleria cristata:* Das Fragment einer frischen Variante des typischen Halbtrockenrasens sitzt auf den Lehmbeulen überhöht und inselig mitten in einer Pfeifengras-Streuwiese (Molinietum medioeuropaeum W. Koch 1926, Subassoziation von *Epipactis palustris;* vgl. R. Knapp 1948). Dem Mikrorelief und dem pedologischen Mikromosaik entspricht ein Mikromosaik der Vegetation, welches durch das helle Gelbgrün der Zwenke inmitten des blaugrünen Pfeifengrases vor allem im Herbstaspekt sehr augenfällig ist. Das Foto (Abb. 4) zeigt dieses Höcker-Mikrorelief einigermaßen deutlich bei tiefstehender Sonne und vor der Belaubung des Pioniergesträuchs.

Die Masse der Bülte ist krümelig, locker-schwammig und oft von unterirdischen Ausläufern und Wurzeln durchflochten, im Gegensatz zum benachbarten Boden auch von Ameisen und Regenwürmern durchweg reich belebt. Aber schon ein leichter Druck mit der

Abb. 4. „Erdbeulen" auf einem Pseudogley bei Fechingen (Bliesgau). Aufn.: H. Boockmann.

Hand verwandelt das Erdmaterial des Bultes in einen dichten Ton, der nun in Kohärenz und Plastizität dem P(Pseudogley)-Horizont (H. Franz 1960, S. 217 u. 311) des benachbarten Bodens gleicht und wie dieser steinhart austrocknet.

Feinerdeaufbrüche, „Erdbeulen" dieser Art auf vegetationslosen Rohböden, auf Steinschutt und Rasen („îlots terreux, flaques de terre, ostioles", A. Cailleux & G. Taylor 1954, S. 73) sind aus der Tundra, von den Pyrenäen, den Alpen sowie den Mittelgebirgen vielfach beschrieben oder erwähnt worden; auch Beobachtungen von rasenüberwachsenen, thufur-ähnlichen Hügelbildungen mit Lehmkern offenbar ähnlicher Entstehung aus den Alpen, den Mittelgebirgen, Weißrußland und von den Inseln Öland und Gotland wären zu nennen (J. Rousseau 1949, S. 43 ff., A. Cailleux & G. Taylor 1954, S. 72 ff., S. 81 ff., E. Schenk 1955, S. 13 ff., S. 73, Tafel 3, 1 u. Tafel 4, N. Krebs 1925, S. 104, H. Brockmann-Jerosch 1925, S. 62, R. Streiff-Becker 1946, S. 151, J. Schmid 1955, S. 94 f., W. Mohaupt 1932, S. 23 ff., S. 31, C. Troll 1944, S. 630 ff., S. 650, S. 656 ff., S. 594 ff.).

Es scheint, daß diese polaren, alpinen und montanen Formen auf Böden, die durch ihre Korngrößen (Schluff- und Tonfraktion) und ihren Wasserhaushalt (Wechselnässe bei wasserstauendem Untergrund) besonders gefährdet sind, in sehr geringe Höhenlagen hinabsteigen können — ähnlich den von C. Troll (1944, S. 594 f.) von Öland und Gotland beschriebenen „Erdhügelalvaren", deren „extrazonales Auftreten" er auf „edaphische Begünstigung" (S. 592) zurückgeführt und die gleichfalls eine charakteristische Differenzierung der Rasenvegetation auf den Bülten und in den Rinnen zwischen diesen Bülten aufweisen.

Ob neben dem Frostwechsel als Hauptagens auch der Wechsel von sommerlicher Durchfeuchtung und scharfer Austrocknung auf diesen tonreichen Böden etwas zur Genese der Erdbeulen beiträgt, vermag ich nicht zu entscheiden. Es ist jedenfalls sehr wahrscheinlich, daß auch dieser Vorgang für sich allein auf günstigen Böden und unter entsprechenden klimatischen Bedingungen sehr ähnliche Mikroreliefs zu schaffen vermag (F. Verger 1960, S. 91 ff.).

Schrifttum

Brockmann-Jerosch, H.: Die Vegetation der Schweiz. - Zürich 1925.
Cailleux, A. & G. Taylor: Cryopédologie. Etude des sols gelés. - Paris 1954.
Duchaufour, Ph.: Pédologie. Applications forestières et agricoles. - Nancy 1956.
Franz, H.: Feldbodenkunde. - Wien und München 1960.
Knapp, R.: Einführung in die Pflanzensoziologie H. 2: Die Pflanzengesellschaften Mitteleuropas. - Ludwigsburg 1948.
Koch, W.: Die Vegetationseinheiten der Linthebene. - Jahrbuch der St. Gallener Naturwissenschaftlichen Gesellschaft 1926.

KREBS, N.: Klimatisch bedingte Bodenformen in den Alpen. - Geogr. Zeitschrift **31**, 1925.
KUBIENA, W.: Entwicklungslehre des Bodens. - Wien 1948. - - Bestimmungsbuch und Systematik der Böden Europas. - Stuttgart 1953.
MOHAUPT, W.: Beobachtungen über Bodenversetzungen und Kammeisbildungen aus dem Stubai und dem Grödener Tal. - Diss. Hamburg 1932.
MÜCKENHAUSEN, E.: Entstehung, Eigenschaften und Systematik der Böden der Bundesrepublik Deutschland. - Frankfurt a. M. 1962.
OBERDORFER, E.: Süddeutsche Pflanzengesellschaften. - Jena 1957.
ROUSSEAU, J.: Modifications de la surface de la Toundra sous l'action d'agents climatiques. - Rev. Canad. de Géographie **3**, 1949.
SCHENK, E.: Die Mechanik der periglazialen Strukturböden. - Wiesbaden 1955.
SCHMID, J.: Der Bodenfrost als morphologischer Faktor. - Heidelberg 1955.
SELZER, G.: „Erdkegel“ als heutige Frostboden-Bildungen an Rutschhängen im Saarland. - Eiszeitalter und Gegenwart **10**, 1959.
STREIFF-BECKER, R.: Strukturböden in den Alpen. - Geographica Helvetica **1**, 1946.
TROLL, C.: Strukturböden, Solifluktion und Frostklimate der Erde. - Geolog. Rundschau **24**, 1944.
VERGER, F.: Observations sur les sols du Marais poitevin occidental. - Bulletin de l'Association des Géographes français n° 290-91, Mars-Avril 1960.

Manuskr. eingeg. 17. 3. 1963.

Anschrift des Verfassers: Dr. G. Hard, Bonn, Germanistisches Seminar.

Eiszeitalter und Gegenwart	Band 15	Seite 108-122	Öhringen/Württ., 1. November 1964

Beiträge zur Kenntnis spät- und postglazialer Akkumulation im nördlichen Alpenvorland [1])

Von Rüdiger German und Paul Filzer, Tübingen

Mit 2 absoluten Altersbestimmungen des C^{14}-Laboratoriums Heidelberg und einem botanischen Beitrag von K. M. Khan, Haiderabad (Pakistan) früher Tübingen.

Mit 2 Abbildungen im Text

Zusammenfassung. Von mehreren Stellen des nördlichen Alpenvorlandes werden spät- und postglaziale Profile aus einem periglazialen und einigen glazifluvialen Tälern beschrieben. Radiokarbonmethode und Pollenanalyse liefern die Zeitbestimmung für die Ablagerung der Sedimente. Auf diese Weise können mehrere Akkumulationsphasen im Spät- und Postglazial nachgewiesen werden. Sie liegen etwa in der Zeit der Stufen II, III und IV im Sinne von Brunnacker (1960, S. 86), bzw. in den Pollenzonen III, V und VIII. Außerdem sprechen mehrere Vorkommen für eine weitere Akkumulationszeit, ca. 6600 Jahre vor heute, in der Pollenzone VI. Diese jungen Aufschüttungen in unseren Tälern erreichen teilweise mehrere Meter Mächtigkeit. Sie sollten bei allen sich bietenden Gelegenheiten mit sämtlichen Hilfsmitteln der Quartärforschung untersucht werden, um ein möglichst genaues Bild der Flußarbeit und des Klimaablaufs im Holozän zu erhalten.

Summary. Late and postglazial profiles of the prealpine belt from periglacial and glacifluvial valleys are described. The time of sedimentation can be fixed by the radio carbon method and by pollen analysis. In this manner we can prove several accumulation phases in the Late- and Postglazial. They are found in stages II, III, and IV as defined by Brunnacker (1960, P. 86), and/or in the pollen zones III, V, and VIII. Some localities indicate a new accumulation phase about 6600 years B. P. in the pollen zone VI. These young accumulations in our valleys extend to several meters. For reconstruction of the river work and the history of the climate in the Holocene it is very important to examine the young valley sedimentation with all possibilities of quaternary sciences.

Inhalt

I. Einleitung (R. German) 108
II. Das Profil der Baugrube Kläranlage Krumbach (R. German) 109
III. Pollenanalytische Ergebnisse des Profils Krumbach (P. Filzer) 111
IV. Das Profil im Steingraben östlich Traunstein (R. German) 113
V. Überblick über die bisherigen Nachweise der Jüngeren Tundrenzeit im nördlichen Alpenvorland . . . . . .
a) Pollenanalytische Nachweise einiger Akkumulationsphasen des Spät- und Postglazials (P. Filzer) 113
b) Geologisch-morphologischer Nachweis (R. German) 116
VI. Überblick über die Akkumulationsphasen seit dem Spätglazial (R. German) . . . 118
VII. Literaturverzeichnis 121

I. Einleitung (R. German)

Die jahrzehntelang herrschende Lehrmeinung über glaziale Akkumulation und spät- sowie postglaziale Erosion im nördlichen Alpenvorland wurde erstmals durch Graul & Groschopf (1952) erschüttert. Im vermeintlich hochglazialen Illerschwemmkegel bei Ulm (Schaefer 1940) wurden Baumstämme der Eiche, vorgeschichtliche Werkzeuge und Pollenkörner aufgefunden, welche zur Revision der Altersstellung des Illerschwemmkegels zwangen. K. Brunnacker (1960) und P. Groschopf (1961) haben diesen Problemkreis junger Akkumulation weiter verfolgt. Eine C^{14}-Bestimmung „aus dem Wurzelansatz der Eiche" im Illerschwemmkegel führte bei der Probe H 124/138 (Groschopf 1961) zu dem Wert

[1]) Geländeruntersuchung und Fertigstellung der Arbeit erfolgten mit Unterstützung der Deutschen Forschungsgemeinschaft.

1850 ± 75 Jahre. Wir haben aber nach den bisherigen Untersuchungen wahrscheinlich nicht nur diese eine Aufschüttungsperiode im Postglazial. BRUNNACKER (1960, S. 86) kam auf Grund seiner geologisch-bodenkundlichen Untersuchungen zu einer recht differenzierten Gliederung des spät- und postglazialen Klimaablaufes und konnte dabei 7 Stufen der spät- und postglazialen Akkumulation unterscheiden. Ähnlich möchte GROSCHOPF (1961, S. 142) das Postglazial differenzieren und lehnt einen einzigen „Klimasturz" ab.

Es erhebt sich daher die Frage: Welche Änderungen des postglazialen Klimaablaufes lassen sich geologisch nachweisen? Um nicht nur ganz lokale Verhältnisse zu erarbeiten, sollten sich diese Spuren auf längere Erstreckung, möglichst in den Ablagerungen von Flußläufen nachweisen lassen. Dies ist in den jungen Sedimenten oft nicht ganz einfach, da diese meist nur wenig über den Grundwasserspiegel herausragen und damit schwer zugänglich sind. Es handelt sich im vorliegenden Fall somit um die Untersuchung der jüngsten Flußaufschüttungen, bzw. der Ablagerungen im Hangenden der hoch- und spätglazialen Schichten. Diese Deckschichtenanalyse hat SOERGEL (1932) besonders im nichtvereisten Vorland häufig verwendet und BRUNNACKER (1952, 1960 u. a.) im Alpenvorland mit Erfolg eingeführt. Wie die Zusammenstellung durch H. BREMER (1960) zeigte, hat diese Methode in anderen Gebieten Deutschlands schon zu brauchbaren, wenn auch noch nicht immer einheitlichen Ergebnissen geführt.

Bei Untersuchungen im nördlichen Alpenvorland während des Sommers 1961 (durchgeführt mit Unterstützung durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft) gelangte Verf. an verschiedenen Lokalitäten zu ähnlichen Ergebnissen wie BRUNNACKER (1960). Glücklicherweise konnten in fluviatilen Ablagerungen an 4 Stellen Holzreste aufgefunden werden. Damit entfiel für bestimmte Teile jener Schotterkörper bereits die früher angenommene kaltzeitliche Bildung. Es erhob sich aber sofort die Frage: In welche Zeit sind dann diese Bildungen einzureihen? In einem Vortragsreferat hat Verf. (GERMAN, im Druck) einige Ergebnisse dieser Geländeuntersuchungen festgehalten. Im folgenden sollen einige andere beweiskräftige Punkte dieses Sachgebietes herausgegriffen und dargestellt werden. Diese Ergebnisse besitzen deshalb einiges Interesse, weil eines der näher untersuchten Profile (Krumbach) aus einem Tal des periglazialen Vorlandes stammt und somit nicht vom Geschehen am Eisrand abhängig ist. Dadurch ergeben sich wichtige Vergleichsmöglichkeiten mit glazifluvialen Schmelzwasserrinnen.

II. Das Profil der Baugrube Kläranlage Krumbach (R. GERMAN)

In der Talaue der Kammlach (Iller-Lechplatte) wurde am nördlichen Ortsausgang von Krumbach (Schwaben) im Sommer 1961 eine Kläranlage in einer Meereshöhe von wenig über 500 m NN erstellt. Die Kammlach ist ein Flüßchen, welches im jüngeren Quartär keine glazifluvialen Schmelzwässer erhielt und somit zu den Gewässern des periglazialen Vorlandes zählt. Die Talaue der Kammlach ist bei Krumbach, am Mittellauf des Flüßchens, etwa 200—300 m breit. Die umgebenden Höhen erreichen kaum 600 m NN.

Zur Vorbereitung des Bauprojekts wurde eine Bohrung abgeteuft. Das von der Bauleitung (Fa. Baresel-Stuttgart) freundlicherweise zur Verfügung gestellte Profil zeigt (etwas vereinfacht):

In	2 m	Tiefe Pflanzenreste	
bis	3-3,5 m	Kies	(a)
bis	14 m	Sand mit etwas Kies	(b)
(ab	10 m	stellenweise Ton).	

Beim Besuch der Baugrube konnte am 22. 6. 1961 an der Südwestecke folgendes Profil aufgenommen werden:

ca.	30 cm	abgedeckter Boden	(1)
bis	60 cm	graubrauner Auelehm	(2)
„	70 cm	schwarze Torfschicht	(3)
„	110 cm	grauer Ton mit Pflanzenresten	(4)

bis 145 cm	Sand und Ton, vermischt mit unregelmäßig eingelagerten Großpflanzenresten und Baumstämmen, besonders an der Unterseite	(5)
„ 170 cm	Sand	(6)
„ 200 cm	Baumstammlage	(7)
„ 250 cm	Sand und Kies (bis 4 cm ⌀)	(8)
„ 270 cm	blauer sandiger Ton	(9)
„ 470 cm	frischer, grauer Sand (Endteufe auf der Grundsohle).	(10)

Die Lagen (5) und (7) deuten durch die Einlagerung der Holzreste auf Entstehung durch Hochwässer. Anscheinend floß die Kammlach schon bei der Aufschüttung der ganzen Serie im Osten der Baugrube, also etwa in der heutigen Gegend, da die Schichten alle nach Osten, gegen den Bach zu etwas abfallen.

Das Bohrprofil zeigt — unter Berücksichtigung des in Rechnung zu stellenden Nachfalls — wohl weitgehend die gleichen Verhältnisse wie das an der Baugrube aufgenommene Profil. Wir können daher die Angaben der Bohrung recht gut auswerten. Die Schicht (a) dürfte etwa den Schichten (1) bis (8), die Schicht (b) den liegenden Teilen (9) und (10) entsprechen. Da es sich bei den Schichten (9) und (10) der Baugrube sicher um keine anstehende Molasse handelt, dürfte die quartäre Talfüllung in der Gegend des unteren Endes der Bohrung, wenn nicht noch etwas tiefer, liegen. Gegenüber einigen anderen periglazialen Tälern, bei denen eine viel geringere Mächtigkeit der Talfüllung bekannt ist, erscheint die reiche Sedimentabfolge bei Krumbach auffallend.

Um Alter und Bildungsumstände dieser Aufschüttung einer periglazialen Rinne kennenzulernen, wurden folgende Proben für C^{14}-Datierung und für Pollenanalyse entnommen:

Aus Schicht	(3)	die Probe 148	
	(4)	149	
	(5)	150	(vom unteren Teil)
	(7)	120	(tiefster Teil der Schicht)
	(8)	121	(H 1631-1197, Nr. Ge 1961/20)
	(9)	151	

Die Probe aus der Schicht (8) stellt das tiefste beobachtete Holz dar. Es lag bereits inmitten des Kieses etwa 20 cm unter der Baumstammlage (7). Das vorläufige Meßergebnis nach der Mitteilung von Herrn Phys. Ing. D. Berdau (II. Physikalisches Institut der Universität Heidelberg) vom 27. 7. 1962 lautet:

„H 1631-1197 Ge 1961/20 Holz Krumbach, Bayern, postglaziale Talfüllung | 10 450 ± 150 J. | 8 490 ± 150 v. Chr.
200 < 2000 < 10 000 Jahre[2])
Gewichtsverlust beim Trocknen ca. 85%
C-Gehalt der Probe ca. 59%
Asche ca. 5%
Deutlicher Schwefelgehalt
C^{13}: — 24,5‰."

Dieses Meßergebnis bedeutet, daß das Holz aus dem Anfang der Jüngeren Tundrenzeit stammt. Leider war gerade das altersbestimmte Holz für botanische Bestimmungen so schlecht erhalten, daß keine nähere Angabe möglich war. Die Bestimmung des Großholzrestes verdanke ich den Bemühungen von Herrn Dr. K. M. Khan, damals am Institut für spezielle Botanik der Universität Tübingen, heute Universität Haiderabad (Pakistan). Dabei ergab sich:

Probe 148 : Torf mit Nadelhölzern
149 : Ton mit Pflanzenresten
150 : *Picea*-Ast
120 : unbestimmbares Holz
121 : dto.

[2]) Bei Einsendung der Probe vermutetes Mindestalter, wahrscheinlichstes Alter bzw. Maximalalter.

Mit dem Ergebnis, daß das altersbestimmte Holz in den älteren Teil der Jüngeren Tundrenzeit gehört, sind folgende weitere Aussagen möglich:

a) Nicht alle Baumstammlagen im nördlichen Alpenvorland sind gleich alt. Eine Altersseinstufung neuer Funde kann nicht schematisch auf Grund der Ergebnisse vom Illerschwemmkegel oder der vorliegenden erfolgen.

b) Die Aufschüttung der periglazialen Rinnen war keineswegs im Hochglazial beendet, sondern hat auch im Postglazial noch stattliche Beträge erreicht.

c) Die Sedimente des Spätglazials scheinen sich von denen des Hochglazials wie denen des Postglazials zu unterscheiden. Das läßt Schlüsse auf die Transportkraft des Wassers, wie auch auf die Zulieferung und Aufbereitung des transportierten Materials zu.

d) Die Jüngere Tundrenzeit ist in den Sedimenten eines Flüßchens nachweisbar. Durch die Altersbestimmung finden wir den Anschluß an die stratigraphische Deutung der Gliederung des Spätglazials und des früheren Postglazials bei Brunnacker (1960, Tab. 12).

III. Pollenanalytische Ergebnisse des Profils Krumbach (P. Filzer)

Unter den insgesamt 10 mir von R. German zur pollenanalytischen Untersuchung übergebenen Proben lieferten zwei, aus Schicht (3) und (7), ein vollständiges, eine aus Schicht (10) ein rudimentäres Spektrum; die übrigen waren entweder pollenleer, oder es hatte eine so starke selektive Pollenzersetzung stattgefunden, daß die weitere Untersuchung nicht lohnte.

Schicht (3), vertreten durch Probe 148, lieferte folgendes Spektrum (Auszählung auf 200 Baumpollen): Kiefer 15,5%, Fichte 26,5%, Tanne 26,5%, Rotbuche 21,5%, Hainbuche 0,5%, Eiche 3,0%, Erle 5,0%, Ahorn 1,0%, Birke 0,5%, Hasel 1,5% und Kräuterpollen 7,0% (darin 1,5% Gräser, je 0,5% Riedgras-, Compositen- und Caryophyllaceenpollen). Buche, Tanne und Hainbuche stellen also rd. 50% des Baumpollens; der Eichenmischwald (EMW) ist dagegen nur mit 3,0% der Eiche vertreten. Schicht (3) gehört also in das Subatlantikum (Nachwärmezeit); ob in dessen früheren, etwa nach 800 v. Chr. beginnenden und mit dem Einsetzen der mittelalterlichen Rodung endigenden Abschnitt (IX nach Firbas), wofür die schwache Vertretung der Nichtbaumpollen spricht, oder in Abschnitt X, läßt sich nicht sicher entscheiden; wahrscheinlicher ist das erstere.

Schicht (7) (Pr. 120/1). Das ebenfalls auf 200 Baumpollen basierende Spektrum lautet: Kiefer 32,5%, Fichte 7,5%; Tanne 7,0%, Buche 17,5%; Hainbuche 1,0%; Eiche 16,5%; Linde 1,5%; Ulme 0,5%; Esche 0,5%; Ahorn 1,0%; Erle 12,5%; Birke 2,0%; dazu Hasel 5,5%; Kräuterpollen 11,0% (darin 3% Gras-, 2% Riedgras-, 1% Caryophyllaceen-, 0,5% Umbelliferenpollen). Gegenüber Schicht (3) ist also die Buche mit ihren beiden Begleitern nur mit ca. 25%, der EMW dagegen mit 19% vertreten; Schicht (7) läßt sich also pollenanalytisch der EMW-Buchenzeit (Subboreal, Späte Wärmezeit, Abschn. VIII nach Firbas) zuschreiben.

Wesentlich weniger ergiebig und auch sonst wenig befriedigend war das Polleninventar der Probe 147 aus der tiefsten Schicht (10). Nach der oben wiedergegebenen C^{14}-Datierung des in Schicht (8) eingelagerten Holzes ist sie spätestens in die Jüngere Tundrenzeit (Abschn. III nach Firbas) zu stellen; höheres Alter ist jedoch stratigraphisch nicht auszuschließen.

In der mit KOH, HCl, HF und Azetolyse aufgeschlossenen Probe fanden sich beim Durchmustern mehrerer Präparate 6 Pollenkörner der Kiefer, 1 Lindenpollen und 1 zweifelhafter Eichenpollen, ferner 9 Gras-, 1 Riedgras- und 4 Varia-Pollen. Außerdem traten aber auch mehrere Körner von Fichte, Tanne und Kiefer, z. T. als Fragmente auf, die sich in ihrer Beschaffenheit deutlich von den erstgenannten unterschieden: während die erst-

genannten ziemlich transparent waren, waren die letzteren opak und entsprechen in ihrer Färbung dem üblichen Bild unangewitterten Pollens. Es liegt nahe, ihre Anwesenheit auf nachträgliche Einschwemmung eventuell während des Baues in die sehr lockere, sandig-kiesige Schicht zurückzuführen. Sehen wir von ihnen ab, dann ergibt sich im Hinblick auf die Anwesenheit von fast ausschließlich Kiefernbaumpollen und der starken Beigabe von Kräuterpollen das — allerdings recht unscharfe — Bild einer spätglazialen Parktundra. Das Fehlen von *Betula*-Pollen und die warmzeitlichen Andeutungen machen eine Zuweisung zur Ältesten Tundrenzeit (I^a) sehr unwahrscheinlich; schon eher denkbar wäre die Zuweisung zur Älteren Tundrenzeit (I^c), obschon auch in diesem Fall ein sichtbarer Anteil der Birke zu erwarten gewesen wäre. Am ehesten paßt das rudimentäre Spektrum in die Jüngere Tundrenzeit (III); denn an der Schussenquelle (württ. Oberschwaben) fand G. Lang (1962) in einer Torfschicht, die er auf Grund einer Radiokarbondatierung der Jüngeren Tundrenzeit zuweist, einen fast reinen Kiefernwald mit zeitweise kräftiger Beigabe von Nichtbaumpollen. In diesem Falle wäre also nicht nur die durch Radiokarbonbestimmung wohl sicher der Jüngeren Tundrenzeit zugehörige Schicht (8), sondern auch Schicht (9) und (10) als Äquivalente der Jüngeren Tundrenzeit zu betrachten.

IV. Das Profil im Steingraben östlich Traunstein (R. German)

Am Westrand des Salzachgletschers liegt dicht östlich Traunstein der Steingraben (Top. K. 1 : 25 000, Bl. 8142, Gitterzahl ca. 5302/4551). Er führt vom Moos „Pechschnait" in WNW-Richtung am Außenrand eines Moränenwalles auf Traunstein zu. Bei dem Moränenwall handelt es sich offensichtlich um die Äußere Jungendmoräne des Salzachgletschers. Dieser Vorlandgletscher besaß an seinem Westrand neben der Hauptzunge noch mehrere schmale, morphologisch weniger auffallende Nebengletscherzungen. Diese haben bisher offenbar verhindert, daß die Gesamtausdehnung richtig erkannt wurde. Darauf wird in anderem Zusammenhang näher eingegangen werden. Der Steingraben ist damit ein peripheres Schmelzwassertal der letzten Eiszeit.

Der Bach fließt aus dem Moos Pechschnait bei etwa 680 m NN heraus. Vom linken Talhang führen eine ganze Reihe von klingenartigen Tälern herunter. Die rechte Talseite zeigt dies nicht — mit Ausnahme der Kerbtäler beiderseits des Sporns bei Buchfalln, welcher wohl nicht mit letzteiszeitlichen Ablagerungen bedeckt ist. Dies ist wieder ein Hinweis, daß die periglaziale Abtragung, besonders die Runsenbildung (Büdel 1960), im unvergletscherten Vorland des Salzachgletschers wirkte, während die Moränenablagerungen der Würmeiszeit davon verschont blieben. Talab folgt auf der rechten Seite ein Wäldchen, ehe sich der Bach des Steingrabens anschließend kräftig eingräbt. Auf Blatt 8141 der Top. Karte 1 : 25 000 führt die Schlucht den Namen Sparzer (Stein-) Graben.

Kurz ehe der Bach etwa zwischen der Einöde Buch und Obsölln im Süden an dem kleinen Wäldchen vorbeiführt, konnte an einem kleinen Prallhang auf der rechten Talseite folgendes Profil in etwa 640 m NN am 28. Juni 1961 aufgenommen werden:

100 cm	grauschwarzer Hangschutt	(1)
0—10 cm	obere Holzschicht (Probe 208/1)	(2)
100 cm	Kalktuff mit Schnecken und verkrusteten Zweigen	(3)
0—10 cm	untere Holzschicht (Probe 207/1)	(4)
30—40 cm	grobe Block- und Kieslage, Bachablagerung	(5)

Liegend sind 30 cm frische Grundmoräne bis zum Wasserspiegel des Baches aufgeschlossen. (6)

Aus den Schichten (2) und (4) wurden die oben bezeichneten Proben für absolute Altersbestimmung entnommen. Bei den Holzresten handelt es sich nach der Bestimmung durch K. M. Khan in beiden Fällen um *Picea*-Holz. Die absolute Altersbestimmung der Holzprobe aus der Schicht (2) über dem Kalktuff ergab laut obengenannter Mitteilung:

„H 1633-1196 Ge 1961/22 Holz Traunstein, Bayern
postglaziale Talfüllung 200 < 2000 < 10 000 Jahre (vgl. Anm. 2)
6650 ± 50 Jahre
4690 ± 50 Jahre v. Chr.
Gewichtsverlust beim Trocknen ca. 56%
C-Gehalt der Probe ca. 49%
Asche ca. 5%
Deutlicher Schwefelgehalt
C^{13}: — 25,2‰."

Auswertung. Damit gehört das Holz der oberen Schicht (2) in das Atlantikum. Der Kalktuff (3) könnte möglicherweise in die Frühe Wärmezeit gestellt werden, wie dies GROSCHOPF (1961) für Kalktuffe Württembergs allgemein nachweist. Die etwas größere Meereshöhe vorstehend besprochener Bildung gegenüber den Objekten bei GROSCHOPF (1961) und die Lage am Alpenrand einerseits und im Stufenland andererseits lassen eine etwas jüngere Einstufung und zwar in die Mittlere Wärmezeit nicht unmöglich erscheinen. Immerhin ist die Übereinstimmung bei Berücksichtigung der Lageunterschiede recht beachtlich. Auffallend ist, daß diese Hölzer, wie auch diejenigen von Krumbach, in einer feuchten bzw. maritimen Zeit gewachsen sind. Da beide Hölzer mit großer Wahrscheinlichkeit bald nach ihrer Bildung einsedimentiert wurden, hat wohl die damalige feuchte Zeit zu einer Überschwemmung der Talauen und Verschüttung der Hölzer geführt.

Auf diese Weise kennen wir zumindest 3 Phasen, welche seit der Alleröd-zeit zu Aufschüttungen (Überschwemmungen) in Talauen des nördlichen Alpenvorlandes geführt haben: vor ca. 2000 Jahren am Illerschwemmkegel, vor ca. 6500 Jahren bei Traunstein und vor ca. 10 500 Jahren in der Jüngeren Tundrenzeit bei Krumbach.

V. Überblick über die bisherigen Nachweise der Jüngeren Tundrenzeit im nördlichen Alpenvorland

a) Pollenanalytische Nachweise einiger Akkumulationsphasen des Spät- und Postglazials (P. FILZER).

Daß der im Vorstehenden aufgezeigte Charakter der Jüngeren Tundrenzeit als einer Periode erhöhter geologischer Umlagerungstätigkeit nicht auf das engere Gebiet um Krumbach zu beschränken ist, lehrt ein Blick in das pollenanalytische Schrifttum. Wo immer im Alpenvorland ihr pollenanalytischer Nachweis geführt wurde [FIRBAS (1935) im Kolbermoor bei Rosenheim, LANG (1952) im Bodenseebecken, LANG (1962) an der Schussenquelle, GRONBACH (1961) im Federseebecken, GÖTTLICH (1962) im Hoßkircher Weiherried, WELTEN (1944, 1947) im Solothurnisch-bernerischen Mittelland und im Berner Oberland, v. SARNTHEIN (1940, 1948) in Nordtirol], zeichnen sich die einschlägigen Schichten durch erhöhte Tonbeimengung aus. Das Einsetzen und Wiederaussetzen dieser Toneinschwemmung kann unmittelbar zur Abgrenzung der Jüngeren Tundrenzeit gegen die vorausgehende Alleröd- und die nachfolgende präboreale Kiefern-Birkenzeit verwendet werden.

Daß sich spätere Akkumulationsphasen im Alpenvorland bisher nur sehr viel weniger deutlich abzeichnen, dürfte in erster Linie darauf zurückzuführen sein, daß das in der Zwischenzeit erfolgte Vordringen des Waldes auch in höheren Gebirgslagen einen erhöhten Schutz gegen die Bodenabschwemmung schuf, so daß die im Vorland zur Ablagerung kommenden Materialmengen beträchtlich zurückgingen. Es wäre jedoch zu erwarten, daß unmittelbar am Alpenrand sich auch noch spätere Akkumulationsphasen abzeichneten. Daß dies wirklich der Fall ist, ergibt sich aus folgendem:

Zur Klärung der Altersstellung prähistorischer Funde im Gebiet des ehemaligen Lechsees bei Füssen hatte REINERTH im Jahre 1962 einige Profile erbohrt und mir zur pollenanalytischen Bearbeitung zur Verfügung gestellt. Die gesamten Ergebnisse dieser Untersuchung sind einer späteren Publikation vorbehalten. Da jedoch die untersuchten Profile

für die Fragestellung GERMAN's einiges zu sagen haben, sei hier in Kürze auf die einschlägigen Abschnitte der Profile eingegangen. Es handelt sich zunächst um eine im Gebiet des Bannwaldsees bei Füssen (Buching-Berghof, Rotsarimoos II) entnommene Probeserie, die bis auf die in 10 m Tiefe anstehenden geschlossenen Tonschichten hinabreicht. In die hangende Seekreide ist nun in zweimaligem Wechsel je eine stark tonige Schicht eingelagert, die untere, ca. 15 cm mächtige bei 840 cm, die obere, nur ca. 5 cm mächtige bei 770 cm. Ihre pollenanalytische Altersstellung ergibt sich aus dem hier in seinen einschlägigen Teilen wiedergegebenen Diagrammausschnitt.

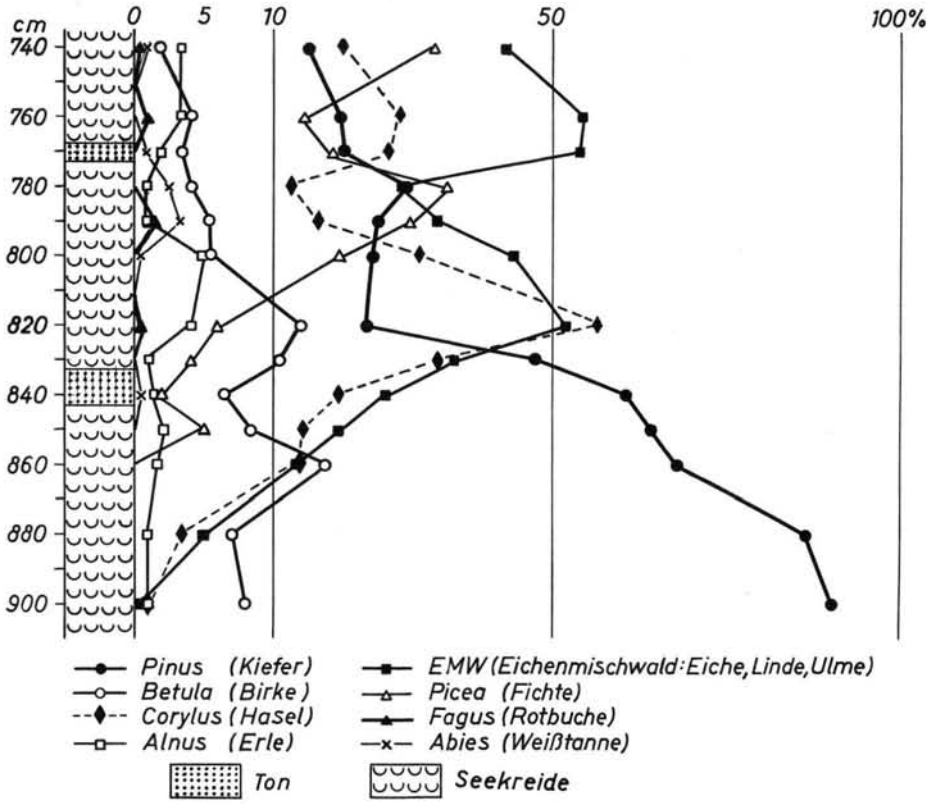


Abb. 1. Ausschnitt aus dem Pollendiagramm Rotsarimoos II bei Buching Kr. Füssen (Top. K. 1 : 25 000 Bl. Roßhaupten, Nr. 8330). Am linken Rand ist die Tiefe des erbohrten Profils in Zentimetern unter der Oberfläche angegeben. Daneben folgt nach rechts die Sedimentart und das Pollenspektrum.

Die untere Tonschicht wurde demzufolge an der Wende von der präborealen Kiefern-Birkenzeit zur borealen Haselzeit etwa in der Mitte des raschen Anstiegs der Hasel- und der EMW-Kurve, die obere im Anschluß an eine Depression dieser beiden Kurven kurz vor der Erreichung des Hauptmaximums des EMW und eines synchronen zweiten, kleineren Haselgipfels abgelagert. Diese beiden Tonlagen sind offenbar der Ausdruck zweier postglazialer Phasen mit gesteigerter Umlagerung, die erste am Ende der Vorwärmezeit, also etwa ums Jahr 6800 v. Chr., die andere im ersten Teil der Hauptwärmezeit (Atlantikum), also wohl im 5. Jahrtausend v. Chr. oder noch etwas früher.

Betrachten wir zunächst die untere der beiden Tonzwischenlagen noch näher. Ihr pollenanalytischer Charakter zeichnet sich im Profil des Bannwaldsees nur wenig deutlich

ab, ein kurzes „Auf-der-Stelle-Treten" der Haselkurve, verbunden mit einem ersten, noch schwachen Vorstoß der Fichte. Sehr viel deutlicher tritt die Reaktion der Vegetation in zwei weiteren Profilen vom benachbarten Hopfensee (Hopfen-Halbinsel) hervor. In beiden zeichnet sich in den entsprechenden, ebenfalls durch Toneinlagerung ausgezeichneten Schichten folgendes ab: eine kurzdauernde, aber sehr deutliche Rückläufigkeit der im Anstieg begriffenen Haselkurve, anschließend eine schwächere der EMW-Kurve, damit verbunden ein deutlicher, ebenfalls kurzdauernder Fichtengipfel und eine vorübergehende Andeutung von Buche und Tanne.

Das gleiche Pollenbild weist nun ein weiteres Profil der Umgebung von Füssen (Schraden I) auf, nur daß sich hier die Phase erhöhter Akkumulation nicht in einer Tonanreicherung im Sediment manifestiert. Das läßt sich aber darauf zurückführen, daß die Untersuchungsstelle in größerer Entfernung von den Randbergen des Füssener Beckens liegt und im Zusammenhang damit der See hier schon lange vor der fraglichen Zeit das Spätstadium der Lebermudde, bzw. des Seggentorfs erreicht hatte.

Ein Studium der von Paul & Ruoff (1932) veröffentlichten Pollendiagramme aus dem Gebiet des ehemaligen Iller- und Lechgletschers lehrt nun, daß es sich bei dem von uns angetroffenen offenbaren Klimarückschlag nicht um eine auf das Gebiet von Füssen beschränkte Erscheinung handelt. Das am Fuße des Grünten, also ebenfalls in Alpenrandnähe liegende Gallmoos bei Agathazell (Paul & Ruoff, 1932, Abb. 89, S. 170) zeigt in pollenzeitlicher Koinzidenz eine in Waldtorf eingelagerte untere Tonschicht (über höhere Schichten s. u.). In größerer Entfernung vom Alpenfuß setzt sich in einigen weiteren Profilen zwar nicht das petrographische, aber doch das waldgeschichtliche Zeugnis dieser Klimaschwankung durch: Im Profil des Schornmooses bei Oberthingau (Paul & Ruoff, Abb. 82, S. 15) steigt die Hasel in 330 cm zunächst auf ca. 35% an, fällt dann in 300 cm auf 14% zurück und erreicht in 270 cm ihr Maximum mit 90%. Entsprechendes bietet das Diagramm II des benachbarten Unteren Brandholzmooses (Paul & Ruoff, Abb. 84, S. 163), und ähnliches findet sich in den weiter östlich gelegenen Geltnachmooren (Paul & Ruoff, Abb. 79, S. 153). Daß in anderen Diagrammen Äquivalente fehlen, dürfte teilweise dem zu großen Probenabstand zuzuschreiben sein; in niedrigen Meereshöhen mag sich die Klimaschwankung auch nur in geringerem Maße ausgewirkt haben. Firbas (1949) bemerkt hierzu folgendes: „Nur selten ist in den Diagrammen schon das erste *Corylus*-Maximum zweigipfelig, z. B. im Hohen Venn (Michelshütte) und bei Urbis und im Maxmoor in den Vogesen. Die Bedeutung dieser Erscheinung, die anderwärts, z. B. in Dänemark und Südwestnorwegen, nicht selten ist, ist noch unbekannt." Wir glauben, daß das engere Alpenrandgebiet den Schlüssel zum Verständnis dieser Erscheinung liefert; doch soll hierauf erst in einer späteren Veröffentlichung näher eingegangen werden.

Was nun die obere, nur geringmächtige Tonzwischenlage des Bannwaldseeprofils bei 770 cm betrifft, so zeichnet sich ihre pollenanalytische Signatur (Eindellung der im ganzen rückläufigen Hasel- und EMW-Kurve bei gleichzeitigem kräftigem zweiten Vorstoß der Fichte und einem zweiten, deutlicheren Hinweis auf die Anwesenheit bzw. Nähe von Buche und Tanne) auch in den Profilen von Schraden I und Hopfen-Halbinsel ab. Im Gallmoos am Grünten dürfte mit ihr eine zweite Tonlage in 340—350 cm Tiefe korrespondieren; möglicherweise gehört aber auch die dritte, besonders kräftige Tonschicht in 280—240 cm Tiefe hierher; eine klare Entscheidung ist infolge der in dieser Schicht festgestellten Pollenzerstörung nicht möglich.

Es ist naheliegend und wurde vorher auch schon angedeutet, daß die beiden hier herausgearbeiteten Vegetationsschwankungen das Werk eines Temperaturrückschlages sind. Ob damit gleichzeitig eine Erhöhung der Niederschläge verbunden war, ist schwer zu sagen; doch wird man in jedem Fall annehmen dürfen, daß auch bei gleichbleibendem Niederschlage eine Herabsetzung der Temperatur zu einer Verminderung der Verdunstung und damit zu einer Steigerung der Erosionsleistung der fließenden Gewässer führen konnte.

Die letzte und im Hinblick auf das von GERMAN beigebrachte Material wichtige Frage, inwieweit sich die beiden soeben diskutierten Phasen gesteigerter Erosion und Akkumulation auch in erhöhter Tätigkeit der auf das periglaziale Vorland beschränkten Flüsse auswirken konnten, kann erst durch weitere Untersuchungen beantwortet werden.

b) Geologisch-morphologischer Nachweis (R. GERMAN)

In zwei Studien versuchte C. RATHJENS (1952 und 1953) mit Hilfe von geomorphologischen Gesichtspunkten die Erscheinungen der JTZ[3]) zu fassen. Im Alpenvorland ist die JTZ nach LANG (1952) nicht durch eine Tundrenvegetation, sondern durch einen, wenn auch lichten Wald vertreten. Das bedeutet aber, daß während der JTZ im Alpenvorland der Boden durch Baumwurzeln zusammengehalten wurde. Abgesehen von jüngster anthropogener Bodenerosion dürfte die geomorphologische Formbarkeit des Alpenvorlandes in der JTZ nicht wesentlich anders als heute gewesen sein. Die Existenz des Waldes dürfte eine Bodengefrornis von mehreren Zehnern von Metern Tiefe wenig wahrscheinlich machen, wie sie zur Herausarbeitung der vermeintlichen Formen notwendig wäre. Unter den nunmehr bekannten Gesichtspunkten wäre das Wasser in den Schottern der Niederterrassen versickert, ehe es hätte erodieren können. Die von RATHJENS (1952) beschriebenen Formen in der Niederterrasse müssen daher älter sein.

Anzeichen nennenswerter geologischer Arbeit sind nach der Wiederbewaldung am Ende der Würm-Eiszeit danach nur an Flußläufen zu erwarten, wie dies hier an einigen Beispielen gezeigt wird. Nur an Flüssen wird durch die umgestaltende Wirkung des Wassers noch eine bemerkbare geologische Umarbeitung möglich sein.

In welche Zeit sind dann die „asymmetrischen Täler in den Niederterrassen des nördlichen Alpenvorlandes" zu stellen und wie wurden sie gebildet? — Hinweise für die Beantwortung dieser Frage geben die oberen Enden der asymmetrischen Tälchen der Münchner Ebene.

Diese Tälchen beginnen dort keineswegs alle inmitten der Niederterrasse (RATHJENS, 1952, Abb. 1), sondern setzen sich talauf weiter fort (s. Abb. 2).

Am Beispiel des Trockentals östlich und südöstlich von Planegg läßt sich einwandfrei zeigen, daß in der Gegend der Höhenlinie 850 nördlich Buchendorf-Anfers keine Mulde eines asymmetrischen Tales liegt, sondern daß sich das Trockental nach Süden in die Altmoränenlandschaft fortsetzt. Im Gebiet der Altmoränenlandschaft läuft auf das asymmetrische Trockental ein ganzes Bündel periglazialer Trockentäler zu (vgl. Abb. 2). Diese Verlängerung des Trockentales beweist noch keineswegs ein anderes Alter als von RATHJENS (1952) angenommen. Entscheidend ist, daß in das Gautinger Trockental neben den Periglazialtälern außerdem auch noch Schmelzwasserrinnen einmünden, welche von der Moräne des würmeiszeitlichen Maximalstandes herführen, aber etwas jüngeren Stadien zugehören. Bei diesen besteht keinerlei Zweifel, daß sie hochglaziale Bildungen der Würmzeit sind. Wir müssen daher annehmen, daß sich folgende Ereignisse im Hochglazial kurz hintereinander abspielten: Ablagerung der Schotter auf der Münchner Ebene, Aufschüttung der Äußeren Jungendmoräne und erste Zerschneidung der Schotterdecke. Gleichzeitig mit diesen Erscheinungen und wahrscheinlich auch noch etwas später dürfte die periglaziale Abtragung der Altmoränenlandschaft erfolgt sein. Die Eintiefung der reinen Periglazialtäler und, wie RATHJENS mit Recht betont, der Schwemmkegel, die auf die Gautinger Stufe aufgelagert sind, deuten darauf hin, daß die periglaziale Abtragung möglicherweise noch etwas andauerte.

Am Südrand der Münchner Ebene gibt es aber auch eine ganze Reihe von Schmelzwasserrinnen, welche talab morphologisch keine Fortsetzung auf dem Schotterfeld zeigen, deren Flüsse offensichtlich versiegen. Bemerkenswerterweise liegt in deren Nähe oder kurz unterhalb jeweils mindestens ein asymmetrisches Tal. Es scheint daher, als ob im späten

[3]) JTZ = Jüngere Tundrenzeit.

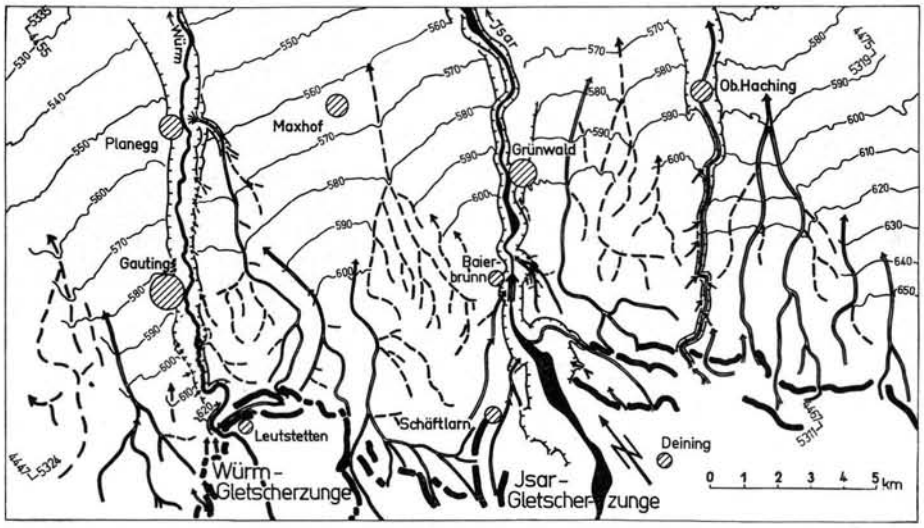


Abb. 2. Ausschnitt vom Südrand der Münchner Ebene. - Die Karte zeigt folgende Elemente: a) Die würmzeitlichen Wallmoränen bei Leutstetten-Schäftlarn (breit gezeichnete Linien). b) Die großen Sanderflächen der einzelnen Eiszungen (mit ausgezogenen Höhenlinien im Abstand von 10 Metern gezeichnet, Höhe über NN). c) Inseln der Altmoränenlandschaft (ohne Höhenlinien gezeichnet) zwischen den Endmoränen und der Sanderfläche. Das periglaziale Talnetz dieser Gebiete ist gerissen gezeichnet (- - - -). Rinnen, welche vermutlich schon vor der Würmeiszeit angelegt waren, sind zur Ausgestaltung eines periglazialen Talnetzes verwendet worden. Dieses Talnetz ist sehr dicht, solange es in der Altmoränenlandschaft verläuft. Auf der Niederterrasse vereinigen sich die einzelnen Zweige des periglazialen Talnetzes zu einer Hauptrinne. - Einige Täler wurden beim Maximalstand des Eises durch Akkumulation von Schottern vor der Wallendmoräne der Würmeiszeit in den glazifluvialen Bereich einbezogen. Meist wurde dadurch der Tallauf unbedeutend verlängert, indem ein neuer Oberlauf angesetzt wurde. Diese glazifluvialen Rinnen waren meist nur beim eigentlichen Maximalstand des Eises in Tätigkeit. Danach dienten die Rinnen — wie zuvor — zur Entwässerung des periglazialen Vorlandes. d) Glazifluviale Rinnen des Maximalstandes sind in die Altmoränenlandschaft eingeschnitten und verbinden die Gletschertore in den Wallmoränen des Maximalstandes mit den Sanderflächen. Glazifluviale Rinnen sind mit doppelten Linien eingezeichnet. e) Glazifluviale Rinnen der späteren Phasen. Einzelne Gletschertore mit besonders tiefer Lage dienten zur Entwässerung der beckeneinwärts liegenden Stadien. Sie durchziehen meist als tiefe Erosionskerben die Niederterrassenflächen. Diese Hauptschmelzwasserrinnen aus der Abschmelzzeit des Eises (Würm-, Isar- und Oberhachingertal) werden von Erosionskanten begleitet. Diente eine Rinne sowohl glazienuvialen, wie auch periglazialen Wassermassen zum Abfluß (z. B. östlich Planegg), so wurde aus Gründen einfacher Darstellung nur die glazifluviale Signatur eingezeichnet. f) Kerben in der Niederterrasse (s. Text).

Hochglazial, bzw. im frühen Spätglazial, d. h. kurz nach dem Maximalstand, viele Schmelzwasserströme in den weitflächigen Schottern der Münchner Ebene mehr oder weniger versiegten. Kurz talab können die Wassermassen jedoch in einer periglazialen Rinne, welche infolge ihrer tieferen Lage den Grundwasserstrom an sich zog, wieder zum Vorschein kommen. Wahrscheinlich bildeten gerade diese Grundwasserströme die Ursache für die besonders kräftige Ausbildung mancher dieser asymmetrischen Tälchen (vgl. Abb. 2 südwestlich und südöstlich Maxhof und westlich von Gauting).

Die Entstehung der asymmetrischen Täler in der Niederterrasse dürfte damit auf einer kombinierten Wirkung von periglazialen Entwässerungsrinnen zusammen mit Grundwasserzuflüssen beruhen. Die Hauptarbeit, welche zu den besprochenen Formen führte, erfolgte zweifellos im Hochglazial. Periglaziale Wirkungen können an der weiteren Ausarbeitung auch noch später beteiligt gewesen sein.

Mit diesem Ergebnis wird offensichtlich, daß periglaziale Umgestaltung, die ihren Höhepunkt zweifellos vor dem Hochglazial besitzt, auch noch nach Aufschüttung der Äußeren Jungendmoräne möglich ist. Besonders interessant ist dabei, daß diese periglaziale Umgestaltung bei unmittelbar zuvor akkumulierten Schottern erfolgte. Auffallend ist schließlich, daß die asymmetrischen Tälchen in eine Schmelzwasserrinne einmünden, die keine Asymmetrie zeigt. Sie ist scharf eingeschnitten und besitzt deutliche Erosionsränder.

Damit wird wieder einmal bewiesen, daß asymmetrische periglaziale Bildungen am schönsten in kleinen Hohlformen auftreten, welche wohl nur mäßige Wassermengen abführten (Büdel 1944). Die großen Abflußrinnen der Schmelzwässer dagegen wurden schnell und steil durch die Verlegung der oberen Erosionsbasis und die dabei meist trompetentalförmig erfolgende Zerschneidung (C. Troll 1924) von den großen Wassermassen ausgewaschen und eingetieft. Trotz des gleichen Klimas zeigen die Täler auf Grund des unterschiedlich reagierenden Indikators Wasser verschiedene Ausgestaltung.

Bei Begehungen im ganzen Alpenvorland konnte Verf. auch einige der übrigen von Rathjens (1952) beschriebenen Formen aufsuchen. Die Entstehung dürfte in vielen Fällen ähnlich dem beschriebenen Beispiel erfolgt sein. Allerdings treten dabei vom Lech- bis zum Salzachvorlandgletscher neben den großen Formen der asymmetrischen Täler auch noch kleine Täler auf, die oft nur 200—300 m Länge besitzen (s. Abb. 2). Ob diese allerdings immer mit eiszeitlichen Erscheinungen zusammenhängen, erscheint fraglich. Eine anthropogen bedingte Anlage und eventuelle Grundwassereinwirkungen scheinen nicht unmöglich. Trotz der nunmehr andersartigen Zeitstellung der asymmetrischen Täler beweisen jedoch die von Rathjens (1952) beschriebenen Formen, daß selbst morphologisch noch manche Feinheiten im Gebiet würmeiszeitlicher Ablagerungen zu erarbeiten sind.

Gleichzeitig mit obigen Untersuchungen des Verfassers, aber völlig unabhängig, bearbeitete Prof. I. Schaefer eine Karte des Isarvorlandgletschers. Dabei stellte er, wie erst eine private Aussprache auf der Tagung der Deuqua in Nürnberg 1962 ergab, ebenfalls fest, daß die asymmetrischen Tälchen, wie vorstehend geschildert, mit Schmelzwasserrinnen in Verbindung stehen, also zweifellos älter sein müssen, als zuvor angenommen.

VI. Überblick über die Akkumulationsphasen seit dem Spätglazial (R. German)

Die vorstehend angeführten neuen Beispiele junger Akkumulation im nördlichen Alpenvorland reihen sich recht gut in die bisher bekannten ein und erweitern diese. Brunnacker (1960) hat darüber eine ausführliche Zusammenstellung für ganz Bayern vorgelegt. Hier sollen nur die neuen Ergebnisse tabellarisch zusammengestellt und mit den bisher bekannten verglichen werden. Einige weitere Beispiele aus der Literatur sind beigefügt.

Die „zeitweilige Aufschotterungstendenz im Postglazial" (Brunnacker 1960, S. 94) wird durch die neuen Funde zweifellos unterstrichen.

Der Nachweis der Jüngeren Tundren-Zeit in Krumbach ist besonders bemerkenswert. Dadurch wird gezeigt, daß nicht etwa nur in glazifluvialen Rinnen eine jüngere Akkumulation stattfindet (diese könnte z. B. als ein immer noch wirkender Ausgleichsvorgang der durch die hochglaziale Akkumulation bedingten Gefällstörungen angesprochen werden), sondern daß dies auch in periglazialen Rinnen möglich ist. Außerdem wird offenbar, daß die Arbeit des fließenden Wassers, insbesondere die Akkumulationstendenz in den Tälern des nicht vereisten Vorlandes, keineswegs mit dem Hochglazial beendet war. Vielmehr hat die Akkumulation bis in die Zeit der Wiederbewaldung ganz stattliche Beträge erreicht. Offenbar fand auf der damals noch unbefestigten Erdoberfläche, welche noch nicht oder nur von wenigen Pflanzenwurzeln zusammengehalten wurde, doch noch Abspülung statt. Die lockeren Sande der Molasse werden dem abspülenden Niederschlag allerdings auch keinen großen Widerstand entgegengebracht haben. Schließlich ist bei der jungen und

Tabelle

Jahre vor heute	Stufe Brunnacker (1960)	Pollenzone Firbas	Beispiele junger Akkumulation
0	VII ?	X	
1 000	VI ?		1850 J.v.h. Illerschwemmkegel (Graul & Groschopf 1952, Groschopf 1961).
2 000	V	IX	Auemergeleindeckung (Brunnacker 1960).
3 000		VIII	3140 J.v.h. Rot b. Gaildorf (Eisenhut 1962).
4 000	IV		4280 J.v.h. Pulling (Brunnacker 1960); Krumbach Schicht 7 ? = Agathazell mächtigste Lage ?
5 000		VII	
6 000			
7 000		VI	6650 J.v.h. Traunstein, Bannwaldsee obere Tonlage, Agathazell mittlere Tonlage.
8 000	III	V	Bannwaldsee untere Schicht = Agathazell untere Tonlage.
9 000		IV	Beginn der Tuffbildung (Groschopf 1961).
10 000	II		Basistorf (Groschopf 1961).
11 000		III JTZ	10450 J.v.h. Krumbach Schicht 8 = ?Kolbermoor?

mächtigen Verschüttung periglazialer Täler zu berücksichtigen, daß durch fortgesetzte Umlagerung der Niederterrassenschotter die Mündungen der Periglazialtäler mehr oder weniger verbaut wurden, so daß in deren Mündungsgebieten ebenfalls akkumuliert werden mußte.

Akkumulation aus dem unvergletscherten Gebiet nach dem Hochstand einer Vereisung ist aber auch schon anderweitig nachgewiesen (H. Graul 1953).

Stellt die zeitliche Fixierung der spätglazialen Probe Krumbach durch die Radiokarbonmethode eine willkommene Bestätigung einer zeitlich an anderer Stelle bekannten Erscheinung, aber in neuem interessantem Zusammenhang dar, so sind wir bei den postglazialen Proben in der Lage, die Stufen III und IV (Brunnacker 1960) gegenüber den bisherigen Angaben genauer zu fassen und teilweise zu ergänzen. Der beim Rotsarimoos zunächst vielleicht zu vermutende lokale Zusammenhang mit dem Schwemmkegel des Halblech (Pendeln auf dem Schwemmkegel) wird durch die gleichzeitig erfolgten Einschwemmungen in Agathazell unwahrscheinlich. Außerdem weisen die klimatischen Überlegungen von P. Filzer (s. Abschn. V a), die aus den verschiedenen Pollendiagrammen zu entnehmen sind, auf regionalen Zusammenhang hin. Schließlich haben wir hiermit aber auch eine Möglichkeit, die Stufe III von Brunnacker (1960), deren Zeitstellung bisher noch nicht ganz sicher war, etwas genauer zu fixieren. Pollenanalytisch gehört sie nach P. Filzer (s. o.) ans Ende der Pollenzone IV (Präboreal). Wichtig ist in diesem Zusammenhang, daß sich die aus dem Pollendiagramm erschlossene Klimaänderung nicht erst plötz-

lich in den tonigen Sedimenten zeigt (Abb. 1), sondern sich schon vorher andeutet. Das bedeutet, daß nicht etwa das Sediment eine unterschiedliche Erhaltung der Pollen bedingte.

Wenn hier die Einschwemmungen am Ende der Pollenzone IV in die Zeit der Stufe III von BRUNNACKER (1960) eingeordnet werden, so geschieht dies mit Vorbehalt. Die nächstjüngere Probenserie in Pollenzone VI (Atlantikum; siehe Tabelle S. 119), aus welcher der mit Hilfe der Radiokarbonmethode ermittelte Wert 6650 J. v. h. aus Traunstein stammt, konnte von BRUNNACKER in Bayern noch nicht nachgewiesen werden. Vielleicht gehört seine Stufe III oder ein Teil davon in diese jüngere Zeit; vielleicht blieben die Zeitansätze unklar, weil jene Ablagerungen möglicherweise aus zwei verschiedenen Zeiten stammten. Da zwischen der unteren Einschwemmung in das Profil Rotsarimoos und der oberen (diese ist nach den Ergebnissen der Pollenanalyse etwa zeitgleich mit Agathazell und Traunstein) die ganze Pollenzone V (Boreal) liegt, können beide Erscheinungen schlecht in eine gemeinsame Akkumulationsstufe eingeordnet werden. Das gleichzeitige Vorkommen an drei verschiedenen Stellen des Alpenvorlandes rechtfertigt es wohl, hier eine neue, bisher noch nicht nachgewiesene Akkumulationsphase auszuscheiden.

Die Baumstammlage in 200 cm Tiefe des Profils Krumbach (s. Profil S. 110), welche auf Grund der Pollenanalyse wohl ins Subboreal, P.Z. VIII, gehört, dürfte mit der Stufe IV (BRUNNACKER 1960) zu parallelisieren sein. Die pollenanalytisch nicht auszuschließende Möglichkeit, daß die Schicht (7) bei Krumbach jünger ist, wird dadurch gering, daß über ihr nochmals eine Baumstammlage (eventuell vom gleichen Alter wie diejenige des Illergletschers) und eine Torfschicht folgen. Eine Radiokarbonbestimmung der Hölzer in den jungen Schichten wäre daher wünschenswert.

Für die Zeitstellung der Stufe IV besitzt BRUNNACKER (1960) durch den C^{14}-Wert von Pulling eine genaue Marke: 4280 J.v.h. Diese Akkumulationszeit fällt ins Subboreal. Aus dieser Zeit hat aber jüngst EISENHUT (1962 S. 3) ebenfalls Akkumulation aus dem württembergischen Stufenland im Remstal nachgewiesen, allerdings mit einem C^{14}-Wert von 3140 J.v.h. (Hv 160: 1180 J.v.Chr.). Es erhebt sich daher die Frage: Hat die Akkumulation im Subboreal rund 1000 Jahre gedauert, oder wurde sie durch untergeordnete Klimaoszillationen unterbrochen, oder liegen aus dieser Zeit mehrere selbständige Aufschüttungen vor?

Da der Wert aus Pulling an einer Probe von der Basis der Stufe IV stammt, ist eine der beiden ersten Möglichkeiten nicht auszuschließen. Da aber auch die Probe bei EISENHUT (1962) im unteren Teil einer Schicht vorkommt, muß die dritte Möglichkeit ebenfalls erwogen werden. Auf die Schwierigkeiten bei der klimatischen Ausdeutung der Geländebefunde der Stufen IV und V hat ja schon BRUNNACKER (1960, S. 138/139) hingewiesen.

In einer Übersicht über „Neuere flußmorphologische Forschung in Deutschland" hat unlängst H. BREMER (1961) auf die gegenüber den übrigen Teilen Mitteleuropas abweichende Sedimentationsabfolge der Voralpenflüsse hingewiesen. Dabei wird als Ursache die andere Entwicklungsgeschichte dieser Flüsse im Postglazial vermutet. Mehrere Faktoren können dafür in Frage kommen. Wenn aber in Gebieten des Alpenvorlandes mit relativ geringer Flußgeschwindigkeit kaum Auelehme vorkommen, darf auf die naheliegende Ursache der Gesteinszusammensetzung des Liefergebiets doch wohl nicht verzichtet werden. Selbstverständlich haben diese Nebenflüsse der Donau — verglichen mit denen Mittel- und Norddeutschlands — meist größere Geschwindigkeit. Dadurch wird aber schließlich wieder größere Energie für den Sandtransport (und nicht nur Lehmtransport) ermöglicht. Die Molasse und die Schotterfelder bestehen zum großen Teil aus Sand. Demgegenüber besitzen Ton und Lehm dort ganz geringe Verbreitung. Die (mergelige) Grundmoräne nimmt bei Durchmusterung nach modernen sedimentologischen Methoden immer geringere Flächen ein (GERMAN 1962).

Die Bedeutung des geologischen Substrats darf wohl selbst bei gleichartiger klimatischer

Entwicklung nicht vernachlässigt werden. (Im vorliegenden Fall sind zum Substrat auch Verwitterungsdecken zu rechnen).

In der Zukunft muß besonders die Zeitdauer der Stufen genauer gefaßt werden. Da der Vorgang der Erosion, wie derjenige der damit zusammenhängenden Akkumulation talab wandert, muß mit örtlichen Unterschieden der Ablagerungszeit gerechnet werden. Jedoch sollen nach H. BREMER (1960, S. 294) gestörte Gleichgewichtsverhältnisse schnell ausgeglichen werden.

Obwohl wir bei der Untersuchung geologischer Ablagerungen dazu neigen, einheitlich aussehende Schichten einer bestimmten Zeit zuzuordnen, darf eine subtile Untersuchung und eventuelle Unterteilung nicht vernachlässigt werden. Selbst die Herausarbeitung einer Serie von 8 holozänen Akkumulationen darf uns nicht darüber hinwegtäuschen, daß noch weitere offene Probleme vorliegen. Durch möglichst genaue zeitliche Erfassung der Anfangs- und Endzeiten bei den jüngsten Phasen kann eventuell der Anschluß an die Erforschung der Grenzhorizonte (NILSSON 1948, MÜNNICH 1960, KUBIZKI & MÜNNICH 1960), an die atmosphärischen C^{14}-Änderungen (WILLIS, TAUBER & MÜNNICH 1960), an die Baumringchronologie und an Klimaänderungen und Gletscherschwankungen erzielt werden. Wie WILLIS, TAUBER & MÜNNICH (1960) gezeigt haben, scheint es kürzere und längere Phasen der C^{14}-Schwankung in der Erdatmosphäre gegeben zu haben. Weitere Verknüpfung einwandfrei datierten Tatsachenmaterials könnte zweifellos interessante Zusammenhänge aufzeigen.

Die genaue Kenntnis spätglazialer und holozäner Flußaufschüttungen ist aber auch grundsätzlich wichtig für die Ausdeutung von Interglazialprofilen gleicher Entstehungsart.

P. S. In einer nach Abschluß des Manuskripts erschienenen Veröffentlichung (Jh. Ver. f. vaterl. Naturk. Württ. **118/119**, 201-207, Stuttgart 1964) reproduziert H. SCHMEIDL ein Pollendiagramm vom Agathazeller Moor, das in deutlicher Weise die Existenz der oben (V. a) erwähnten Depression der Haselkurve an der Basis einer in Bruchtorf eingelagerten Tonschicht zeigt und damit den Befund von PAUL & RUOFF (1932) bestätigt. Dasselbe zeigen zwei weitere von mir (FILZER) in den letzten Monaten untersuchte Profile vom Hopfensee nordwestlich von Füssen.

VII. Literaturverzeichnis

BECKER, E.: Ergebnisse neuer Untersuchungen des Spätwürms im nördlichen Oberrheintal. - Vortrag, gehalten auf der 11. Tagung der Deuqua am 22. Sept. 1962 in Nürnberg.

BERTSCH, A.: Über einen Fund vom alleröd-zeitlichen Laacher Bimstuff im westlichen Bodenseegebiet und seine Zuordnung zur Vegetationsentwicklung. - Die Naturwissensch. **47**, 167, Berlin 1960. - - Untersuchungen zur spätglazialen Vegetationsgeschichte Südwestdeutschlands. - Flora **151**, 243-280, Jena 1961.

BREMER, H.: Neuere flußmorphologische Forschungen in Deutschland und ausgewählte Probleme der Flußmorphologie deutscher Ströme. - Ber. z. dtsch. Landsk. **25**, 283-299, Bad Godesberg 1960.

BRUNNACKER, K.: Die bodenkundlichen Verhältnisse der würmeiszeitlichen Schotterfluren im Illergebiet. - Geolog. Bavarica **18**, 113-130, München 1953. - - Zur Kenntnis des Spät- und Postglazials in Bayern. - Geol. Bavarica **43**, 74-50, München 1960. - - Das Schieferkohlenlager vom Pfefferbichl bei Füssen. - Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver. **44**, 61-83, Stuttgart 1962.

BÜDEL, J.: Die morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas im gletscherfreien Gebiet. - Geol. Rdsch. **34**, 482-519, Stuttgart 1944. - - Die Frostschutt-Zone Südost-Spitzbergens. - Colloquium Geographicum **6**, Bonn 1960.

EISENHUT, E.: Pleistozänablagerungen im Neckareinzugsgebiet. - Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver. **44**, 1-9, Stuttgart 1962.

FIRBAS, F.: Die Vegetationsentwicklung des mitteleuropäischen Spätglazials. - Bibl. Botan. **112**, 68 S., Stuttgart 1935.

FIRBAS, F., MÜNNICH, K. O. & WITTKE, W.: C^{14}-Datierungen zur Gliederung der nacheiszeitlichen Waldentwicklung und zum Alter von Rekurrenzflächen im Fichtelgebirge. - Flora **146**, 512-520, Jena 1958.

GERMAN, R.: Die Würmeiszeit im nördlichen Alpenvorland. - Z. deutsch. geol. Ges. (Vortragsreferat). Im Druck. - - Zur Geologie des Lechvorlandgletschers. - Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver. **44**, 61-81, Stuttgart 1962.

Göttlich, K.: Beiträge zur Entwicklungsgeschichte der Moore in Oberschwaben. Teil I.: Moore im Bereich der Altmoräne und der Äußeren Jungmoräne. - Jh. Ver. vaterl. Naturk. Württ. **115**, 93-174, Stuttgart 1960.

Graul, H.: Über die quartären Geröllfazien im deutschen Alpenvorland. - Geol. Bavarica **19**, 266-280, München 1953.

Graul, H. & Groschopf, P.: Geologische und morphologische Betrachtungen zum Illerschwemmkegel bei Ulm. - Ber. naturf. Ges. Augsburg **5**, 3-27, Augsburg 1952.

Gronbach, G.: Pollenanalytische Untersuchungen zur Geschichte des Federsees und zur vorgeschichtlichen Besiedlung des Federseeriedes. - „Der Federsee", 316-355, Verl. Schwäb. Albverein, Stuttgart 1961.

Groschopf, P.: Pollenanalytische Datierung württembergischer Kalktuffe und der postglaziale Klimaablauf. - Jh. geol. Abt. württ. Stat. Landesamt **2**, 72-94, Stuttgart 1952. - - Beiträge zurHolozänstratigraphie Südwestdeutschlands nach C^{14}-Bestimmungen. - Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg **4**, 137-146, Freiburg 1961.

Kubitzki, K. & Münnich, K. O.: Neue C^{14}-Datierungen zur nacheiszeitlichen Waldgeschichte Nordwestdeutschlands. - Ber. deutsch. botan. Ges. **73**, 137-146, 1960.

Lang, G.: Zur späteiszeitlichen Vegetations- und Florengeschichte Südwestdeutschlands. - Flora **139**, 243-294, Jena 1952. - - Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen der Magdalenienstation an der Schussenquelle. - Veröff. geobot. Inst. Rübel Zürich **37**, 129-154, Zürich 1962.

Münnich, K. O.: Die C^{14}-Methode. - Geol. Rdsch. **49**, 237-244, Stuttgart 1960.

Nilsson, T.: Versuch einer Anknüpfung der postglazialen Entwicklung des nordwestdeutschen und des niederländischen Flachlandes an die pollenfloristische Zonengliederung Südskandinaviens. - Lunds Universitets Arsskrift., NF. Avd. 2, Bd. 44, Nr. 7, Lund 1948.

Paul, H. & Ruoff, S.: Pollenstatistische und stratigraphische Mooruntersuchungen im südlichen Bayern, I und II. - Ber. bayer. botan. Ges. **19**, 1-84, und **20**, 1-264, 1927, 1932.

Rathjens, C.: Asymmetrische Täler in den Niederterrassen des nördlichen Alpenvorlandes. - Geol. Bavarica **14**, 140-150, München 1952. - - Über Klima und Formenschatz der Späteiszeit. - Geol. Bavarica **19**, 186-194, München 1953.

Reich, Helga: Die Vegetationsentwicklung der Interglaziale von Großweil, Ohlstadt und Pfefferbichl im Bayrischen Alpenvorland. - Flora **140**, 386-443, Jena 1953.

v. Sarnthein, R.: Moor- und Seeablagerungen aus den Tiroler Alpen in ihrer waldgeschichtlichen Bedeutung. II. Seen der Nordtiroler Kalkalpen. - Beih. bot. Ztrbl. **60/B**, 437-492, Dresden 1940. - - Teil III: Österr. bot. Zeitschr. **95**, 1-85, Wien 1948.

Schaeeer, I.: Die Würmeiszeit im Alpenvorland zwischen Riß und Günz. - Abhandl. d. Naturkunde- u. Tiergartenvereins f. Schwaben e. V. Augsburg, H. 2, Augsburg 1940.

Soergel, W.: Diluviale Frostspalten im Deckschichtenprofil von Ehringsdorf. - Fortschr. d. Geol. u. Paläont. **11**, H. 36, 439-460, Berlin 1932.

Schreiner, A.: Die Entstehung des Wurzacher Beckens. - Diss. Tübingen 1950.

Troll, C.: Das Inn- und Chiemseevorland. Mitt. geogr. Ges. München **17**, 1-43, München 1924. - - Die jungglazialen Schotterfluren im Umkreis der deutschen Alpen. - Forsch. z. deutsch. Landes- u. Volksk. **24**, 158-256, Stuttgart 1926.

Welten, M.: Pollenanalytische, stratigraphische und geochronologische Untersuchungen aus dem Faulenseemoos bei Spiez. - Veröff. geobot. Inst. Rübel Zürich **21**, 201, Zürich 1944. - - Pollenprofil Burgäschisee. - Ber. geobot. Inst. Rübel Zürich f. 1946, 101-111, Zürich 1947.

Willis, E. H., H. Tauber & K. O. Münnich: Variations in the atmospheric radiocarbon concentration over the past 1300 years. - Amer. J. Sci., Radiocarbon. Supplement **2**, 1-4, Chicago 1960.

Manuskr. eingeg. 2. 6. 1964.

Anschrift der Verfasser: Priv.-Doz. Dr. R. German, 74 Tübingen, Geologisches Institut der Universität, Sigwartstraße 10. - Prof. Dr. P. Filzer, 74 Tübingen, Ed.-Haber-Str. 14.

Eiszeitalter und Gegenwart	Band 15	Seite 123-163	Öhringen/Württ., 1. November 1964

Ein erstes zusammenhängendes Pleistozän-Profil im Süden von München

(Deisenhofener Forst — Isartal — Forstenrieder Park)

Von E. C. Kraus. Mitwirkung im Gelände durch G. Haber

Mit 1 Tafel und 10 Abbildungen

Zusammenfassung: In einem 25 km langen, bis 8 m tiefen Wasserrohrgraben der Stadt München konnte zum ersten Mal die zusammenhängende, in den klassischen Arbeiten von Albrecht Penck kombinierte Sedimentationsfolge des Pleistozäns aufgefunden werden. Diese zeigte von oben nach unten:

IV. Oberer Löß der Würmeiszeit; daneben in Senken Niederterrassenschotter;

III. Blutlehm bis Kreßlehm der Riß/Würm-Zwischeneiszeit
Schotter der Rißeiszeit, örtlich Schottermoräne
Mittlerer Lößlehm der Altriß-Kaltzeit;

II. Roterde bis Kreßlehm: Grundmoräne der Jungmindelzeit mit Kristallinblöcken; interglazial verwittert in der Mindel/Riß-Zeit
Schotter der Mindeleiszeit mit kurzen Geologischen Orgeln
Unterer Lößlehm der Altmindel-Kaltzeit;

I. Roterde bis Kreßlehm: Grundmoräne der Junggünzzeit mit Kristallin-Blöcken; interglazial verwittert in der Günz/Mindel-Zeit
Schotter der Günzeiszeit mit langen Geologischen Orgeln;

Obermiozäner Flinz-Tonmergel als Unterlage mit WSW—ONO-streichendem Talrelief der Oberkante.

Die allgemeine Bedeutung dieser dreimaligen „Glazialen Fazies-Folge" wurde auf Grund sehr zahlreicher Bohrprofile und anderer Aufschlüsse festgestellt.

Resumé: Dans un fossé à conduite d'eau d'une longueur de 25 km et d'une profondeur maximale de 8 m au Sud de Munich on a pu trouver pour la première fois la série complète et continue des couches pléistocèniennes. En voilà cette série du haut vers le bas!

IV. Löß supérieur du wurmien à côté de gravier de Niederterrasse dans les bassins.

III. Limon rouge et orange de l'interglaciaire rissien/wurmien
Graviers rissiens, par endroits moraine graveleuse
Limon de Löß moyen de la période froide du Riß inférieur.

II. Sol rouge — limon orange: Moraine de fond (avec des blocs cristallins) du Mindel supérieur, décomposée dans la période interglaciaire Mindel/Riß
Graviers du Mindel avec des inclusions de limon en forme de courtes cylindres verticales, produits par des tournants d'eau au fond du glacier ("Geologische Orgel")
Limon de Löß inférieur de la période froide du Mindel inférieur.

I. Sol rouge — limon orange: Moraine de fond (avec des blocs cristallins) du Günz supérieur, décomposée dans la période interglaziaire Günz/Mindel
Graviers avec de longs Geologische Orgeln.

"Flinz", marno-argileux du Miocène supérieur, formant le sous-sol du Pléistocène sur lequel on trouve des vallées à direction OSO—ENE.

L'importance générale de cette triple série de faciès glaciaire a été constatée à l'aide de nombreux sondages et d'autres affleurements.

INHALT

	Seite
Einleitung	124
I. Das Profil des Wasserrohrgrabens	125
1. Der Verlauf des Grabens	125
2. Ergebnisse unter dem Kreuzpullacher Hochzonen-Behälter	126
3. Das Gleißental-Profil	128
Der Günzschotter oder „Älterer Deckenschotter“	128
Der Mindelschotter oder „Jüngerer Deckenschotter“	129
Der Günz/Mindel-Lehm	129
Die Füllung des Gleißentales	130
Die Bedeutung der Bohrung 1	130
Die Schwelle SW von Ziegelei Laufzorn	130
Die Entstehung der Geologischen Orgel-Pfeifen	131
Weitere Beobachtungen in der Laufzorner Schwelle	133
Kryoturbate Störungen	135
4. Die breite Schwelle von Hompesch-Stierötz-Geräumt	135
5. Die Rißserie zwischen Ludwigsgeräumt und Isartal	136
6. Die Rohrgraben-Aufschlüsse an beiden Abhängen des Isartals	137
Günzschotter	139
7. Der Wasserrohr-Abschnitt zwischen Isartal und der Neurieder Straße im Forstenrieder Park	140
Untergrund im W des Isartales	141
II. Vergleich mit dem Untergrund im O der Gleißentalschwelle	142
III. Weitere neue Aufschlüsse über das vorwürmische Pleistozän	148
1. Der Klettergarten; zur Nagelfluhverkittung	148
2. Das ältere Pleistozän in den neuen Straßenbauaufschlüssen südlich von Icking	150
Die Bedeutung der Rißablagerungen für die Würmzeit	151
IV. Bohrergebnisse in der Schotterebene SO vom Gleißental	152
Bohrergebnisse im O von Arget	152
V. Über das Flinz-Relief	154
VI. Vergleichende Überlegungen zu entfernteren Gebieten	156
1. Zum Pleistozän in Oberschwaben	156
2. Zum Pleistozän im Salzach-Vorlandgletscher (Ostteil)	158
3. Zur Fortsetzung der Warmzeiten des Pleistozäns im europäischen Rußland	159
„Glaziale“ und „Interglaziale Faziesfolge“	159
Asymmetrische Wärmekurve; pleistozäner Doppel-Rhythmus	161
Schriften	161

Einleitung

Die hier mitgeteilten Beobachtungen und Schlußfolgerungen gehen aus von den neuen Aufschlüssen eines über 25 km langen, tiefen Wasserrohr-Grabens südlich der Stadt München. Diese sind zugleich das Ergebnis einer langjährigen Zusammenarbeit mit Dr. Ing. Gustav Haber, München. Sie geschah im Interesse der Wassererschließungsarbeiten der Städtischen Wasserwerke. Bei diesen beratenden, von mir geleiteten Unternehmungen konnten Hunderte von Bohrungen, viele geophysikalische Messungen, kilometerlange Rohrgräben und nun auch Stollen-Aufschlüsse geologisch gründlich untersucht werden. Die gewonnenen geologischen Erfahrungen werden nachfolgend veröffentlicht.

Die Ergebnisse waren in Beziehung zu setzen zu den sehr umfangreichen geologischen Kartenaufnahmen vorher durch meinen Schüler Dr. W. S. Buchardt, durch Dr. R. Lebküchner und anschließend durch Dr. G. Haber. Die Untersuchungen betrafen hauptsächlich das bestehende Münchener Trinkwassergebiet im Mangfalltal am Taubenberg und das zukünftige Versorgungsgebiet im Loisachtal unterhalb von Garmisch-Partenkirchen. Weil auch die besten Wasserzuleitungen von da nach München teils über Murnau und westlich am Würmsee vorbei, teils über Ohlstadt—Habach—

Eurasburg—Baierbrunn geologisch zu erkunden waren, entsteht allmählich ein durch viele Bohrungen ergänztes Schichtprofil zwischen München und den Alpen.

Nach einer ersten Publikation über das Münchener Wasserversorgungs-Gebiet im Mangfallbereich nahe dem Taubenberg auf Grund einer Kartierung 1 : 5000 durch Dr. G. Haber und drei eigenen Arbeiten über das Würminterstadial in den Kiesgruben der Murnauer Gegend sowie dessen Beziehung zu dem von Dr. Edith Ebers entdeckten älteren Würm-Interstadial von Hörmating folgt nun eine weitere Untersuchung über das oberbayerische Pleistozän. Sie wurde angeregt durch die ausgezeichneten Aufschlüsse, in dem langen und oft 7 m tiefen Wassrrohrgraben, der vom Gleißental gegen Westen nahe Baierbrunn das Isartal quert und 13 km südlich vom Stadtkern Münchens zum ersten Mal das gesamte Schicht- und Bodenprofil des älteren und jüngeren Pleistozäns vom Tertiär bis zum Würmglazial ohne Unterbrechung enthüllte.

Auch an dieser Stelle haben wir für das große und tatkräftige Verständnis zu danken, welches diesen geologischen Erkundungsarbeiten seitens des technischen Referates des Stadtrates von München durch dessen Wasserwerks-Direktion entgegengebracht wurde. Es konnte so im praktischen Interesse die große Menge der in 11 Jahren neu geschaffenen, jedoch oft wieder eingedeckten Einblicke in den Untergrund so gründlich untersucht werden, daß gesicherte Begutachtungen möglich und erfolgreich werden konnten.

Gleichzeitig mit solch planvollem Vorgehen hat die Stadt München das geologische Wissen um den Untergrund Oberbayerns außerordentlich gefördert. Für die Drucklegung der Profile hat die Direktion der Städtischen Wasserwerke einen Betrag genehmigt, wofür ich meinen besten Dank ausspreche.

I. Das Profil des großen Wasserrohr-Grabens

1) Der Verlauf des Grabens

Vergleiche Tafel I und Abb. 7

Die in Abb. 2 südlich von München gezeichnete, geknickte Linie zeigt den allgemeinen Verlauf des über 25 km langen Wasserrohrgrabens der städtischen Wasserwerke München. Er beginnt an dem Kreuzpullacher Hochzonen-Behälter (kleines Viereck) und quert das Isartal, um im Forstenrieder Park gegen N München zu erreichen. Tafel I gibt ein zehnfach überhöhtes geologisches Profil des östlichen Abschnittes, Abb. 7, ein Längsprofil, das westlich daran anschließt. Diese beiden Graben-Längsstücke zusammen mit 3 Bohrungen

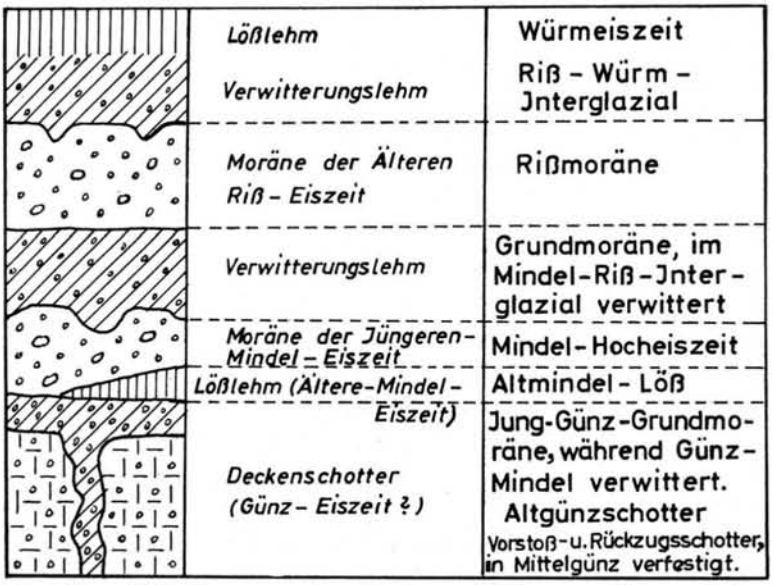


Abb. 1. Pleistozäne Schichtfolge unter dem Hochzonenbehälter von Kreuzpullach nächst dem Gleißental (Taf. I) nach J. Knauer 1938. Links Deutung Knauer, rechts Deutung Kraus.

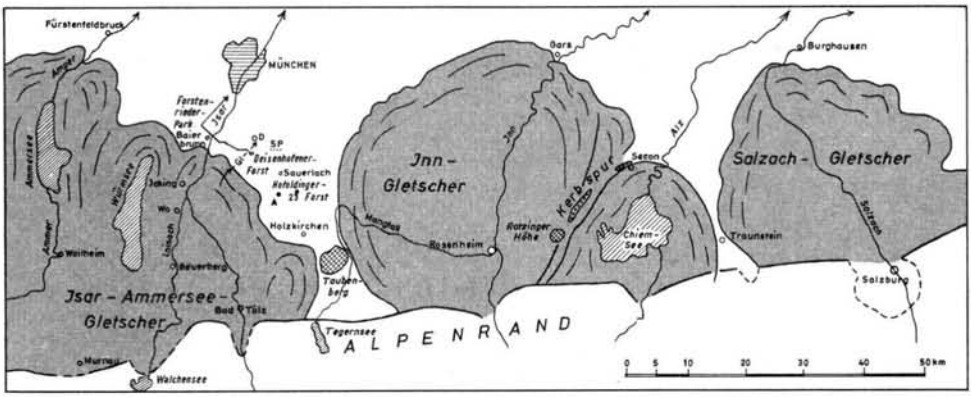


Abb. 2. Übersicht der östlichen Vorlandgletscher der Würmeiszeit in Oberbayern mit der Schotterebene zwischen München und dem Taubenberg. A: Arget; 23: Bohrung 23; D: Deisenhofen; Gl: Gleißental; SP: Spitzenwerk der Stadt München; kleines Viereck W daneben: Hochzonenbehälter von Kreuzpullach; Wo: Wolfratshausen.

und mit den Taleinschnitten von Gleißental (Gl, Abb. 2) und Isartal bringen für unsere Kenntnis des vorwürmischen Pleistozäns zusammenhängende Aufschlüsse, wie sie in dem klassischen Diluvialfeld von Albrecht PENCK bisher nicht beobachtet werden konnten.

Schon die bei dem tiefen Aushub für die Anlage des Kreuzpullacher Hochzonen-Behälters und der Anschlußleitungen der Stadt München 1930—1936 erstellten Aufschlüsse hatten J. KNAUER 1938 (Geolog. Landesuntersuchung am bayerischen Oberbergamt) wichtige Neubeobachtungen ermöglicht.

2) Ergebnisse unter dem Kreuzpullacher Hochzonen-Behälter

Abb. 1 und Lage des Behälters auf Abb. 2

Obwohl J. KNAUER die entstehenden und meist alsbald wieder eingedeckten Aufschlüsse nur gelegentlich untersuchen konnte, vermochte er doch schon Grundzüge der dortigen altpleistozänen Schichtfolge festzustellen.

In der bis 9 m tiefen, 200 m langen und 100 m breiten Baugrube war von oben nach unten zu sehen (in Abb. 1 links Deutung KNAUER, rechts meine Deutung) unter etwa 1 m Lößlehm:

Etwa 1 m	Lößlehm
0,5—2,0 m	Gelbbrauner Verwitterungslehm mit einzelnen entkalkten kalkalpinen und kristallinen Geröllen (Riß/Würm-Interglazialboden)
1,8—2,0 m	Sandig-lehmiger, ungeschichteter Kies mit einzelnen geschrammten Geschieben; unverkittete Schotter-Moräne („Ältere" Rißeiszeit)
0,3—1,8 m	Rotbrauner, entkalkter und sehr stark steiniger Verwitterungs-Lehm (Mindel/Riß-Interglazial)
1,5—2 m	Ungeschichtete Schotter-Moräne mit großen erratischen Kristallin-Blöcken; zahlreiche geschrammte Geschiebe. Besonders viel Kristallin-Geröll. Unverfestigt, gegen NO in stark verfestigte Moränen-Nagelfluh übergehend. Deren Oberfläche ist stark zerfressen und mit tiefen Gruben von Verwitterungstaschen versehen. Schottermoräne (Mindel; mit der tieferliegenden Deckenschotter-Nagelfluh nicht identisch, weil diese in den benachbarten Steinbrüchen fluviatil ist und fast nur aus kalkalpinen Geröllen besteht).
	Darunter im westlichen Grubenteil:
Bis 1,8 m	Lößlehm, gegen Süden auskeilend („Ältere" Mindel-Vereisungs-Phase).
0,4—1,0 m	Steiniger Verwitterungslehm, auch mit langen geologischen Orgeln in den Deckenschotter hinabgreifend (Tafel III, Fig. 6 bei J. KNAUER 1938). Deckenschotter.

In unserer Abb. 1 nach J. KNAUER hat dieser seine Beobachtungen profilmäßig zusammengestellt. Er schloß aus seinen Ergebnissen, daß es in der Mindeleiszeit 2 Hauptvereisungen gegeben habe. Die ältere ist freilich nur durch den Lößlehm gekennzeichnet. Das Gletschereis war damals noch nicht weit über das Vorland geflossen. Nur in der jüngeren Vereisungsphase ist der Gletscher über unser Gebiet vorgerückt und zwar weiter als später während der Riß-Eiszeit.

J. KNAUER's zweiter Schluß war: es gehöre der basale Deckenschotter nicht, wie Albrecht PENCK glaubte, in die Mindeleiszeit, sondern mindestens in die Günzeiszeit, womöglich sogar in eine „Donau-Eiszeit". Für die letztere Möglichkeit konnte nun aber aus den ausgezeichneten neuen Aufschlüssen, die nachfolgend geschildert werden, auch kein nur geringfügiger Hinweis aufgefunden werden.

Ebenso wenig dürfte aus dem Umstand, daß sich über dem Günz/Mindel-interglazialen Verwitterungsboden zunächst ein (danach verlehmter) Löß und erst über diesen eine Mindel-Kiesmoräne abgelagert hat, der Schluß möglich sein, der Löß gehöre einer „älteren Mindeleiszeit-Phase", nämlich „Mindel I" an (J. KNAUER 1938, S. 42, 44).

Ein sich allmählich entwickelndes Eiszeitklima wird während der doch wohl langdauernden Zeit der Gletscheranschwellung und Eiserfüllung des Gebirges im Alpenvorland infolge des alpinen Luftdruck-Maximums zunächst ein kaltes Steppenklima mit periglazialen Lößstaub-Transporten verursacht haben. Als dann, nach dieser älteren Mindelzeit, die alpinen Haupttalgletscherströme immer weiter in das Alpenvorland hinausflossen, wurde — während der jüngeren Hocheiszeit also — der Löß (wahrscheinlich dank der anschließenden kalten Regenzeiten) entkalkt und so von den Moränen des nun ankommenden Gletschers zugedeckt. Daß ein starkes Gletscherwachstum nicht nur Kälte, sondern auch wachsende Niederschläge voraussetzte, ist schon bekannt.

Somit sehe ich keinen Grund, zwei scharf getrennte Mindeleiszeit-Phasen anzunehmen. Diese Sedimentfolge ist — wenigstens auf einer Landschwellenzone, wie sie am Gleißental ja vorliegt — durchaus verständlich. Es handelt sich um den sedimentären Normalablauf einer Großklimaschwankung. Unsere zusammenhängenden Aufschlüsse haben diese normale Faziesfolge auch bewiesen für die Riß- und Würm-Klimaschwankung.

Es fällt auf, daß im Bereich der Hochzonenbehälter-Grube über steinigem Günz/Mindel-Lehm eine Schotter-Moräne der Mindeleiszeit mit reichlichen Kristallin-Geröllen und Blöcken und gekritzten Geschieben (angeätzt?) beschrieben wurde. Da handelte es sich offenbar nur um eine lokale Moränenfazies mit einigen „geschrammten" Geschieben. Sie hat J. KNAUER offenbar wegen der Lage außerhalb der sonst bekannten Rißmoränenzone zu dem Schluß geführt, daß die Mindelvereisung auch im Isarbereich weiter als der Rißgletscher in das Vorland vorgedrungen ist.

Zutreffend wurde dieser Schluß erst, weil sich nunmehr herausstellte, daß nicht die Schottermoräne im Behälter-Aushub, wohl aber der sie überdeckende steinreiche Lehm eine tiefverwitterte Grundmoräne ist. Unsere langaushaltenden Graben-Aufschlüsse haben gezeigt, daß KNAUER's Mindelschotter-„Moräne" weiterhin keinen Hinweis für Eisrandnähe erkennen läßt und daher besser als „Mindelschotter" zu bezeichnen ist.

Noch eine weitere Schlußfolgerung innerhalb der im übrigen den Beobachtungen ausgezeichnet angepaßten Deutungen KNAUER's ist zu prüfen:

Warum nahm der Genannte an, daß seine rißeiszeitliche (unverkittete) Moräne einer älteren Rißeiszeit angehörte? J. KNAUER wollte eine solche auf Grund seiner Kartenaufnahme Blatt Landsberg, Teilblatt Holzkirchen 1929; Teilblatt München-Starnberg 1931 außerhalb der Würmmoränen (vgl. unsere Abb. 2) abtrennen. In seinem Profil „von Höllriegelskreuth" (eigentlich von Kreuzpullach) sollte der ältere Lößlehm schon allein Repräsentant der Günzeiszeit sein, so daß diese dann als „Donaueiszeit" erschien. Die ältere

Rißmoräne soll weiter außen, die jüngere weiter innen liegen. An beide Stillstandslagen schlösse sich ein eigener Schotter an.

Diese — angesichts allzuwenig tiefer Aufschlüsse — schwierigen Fragen, besonders die Frage danach, ob der jüngere Stillstand zur Riß-Abschmelzzeit oder nach einem vorletzten, bedeutenden Abschmelzrückzug durch einen neuen Eisvorstoß zustande kam, sind noch ganz ungeklärt. Darum bedarf zugleich eine Abtrennung eines Riß I von einem Riß II jeweils der Begründung. Es gibt gewiß anderswo zwei verschieden hohe Riß-Terrassen. Aber deren Wertigkeit steht noch dahin. Wir werden unten bei Besprechung unseres Grabenprofils an der Kreuzung Karolinen/Ludwigs-Geräumt auf diese Frage zurückkommen. Die fortgeschrittene Erkennung der sehr ausgedehnten Altwürm-Schotter und deren mögliche Verwechslung mit Rißschotter wird gleichfalls zu bedenken sein.

Die hier kritisierten Versuche der scharfen Zergliederung der — abgesehen von Interstadialen — einheitlichen Eiszeiten entsprangen offenbar dem Glauben (B. Eberl, J. Knauer u. a.) an die Richtigkeit der so schön exakt aussehenden Klimakurve von Milankovič. Man suchte fleißig nach Beweisen in den pleistozänen Ablagerungen und verlor etwas die Kritik.

3) Das Gleißental-Profil

Auf Tafel I rechts wurde in 10facher Überhöhung die Schichtenfolge dargestellt, welche beiderseits der alten, heute wasserfreien Entwässerungsrinne des Gleißentals durch den Wasserrohrgraben vollständig aufgeschlossen wurde. Abb. 3 gibt eine Profilskizze der beiden älteren Glazialschotter und deren Überlagerung durch die über sie vorgerückten Grundmoränen, die stark verwittert sind und auch in Orgellöchern in beide Deckenschotter hinabgreifen.

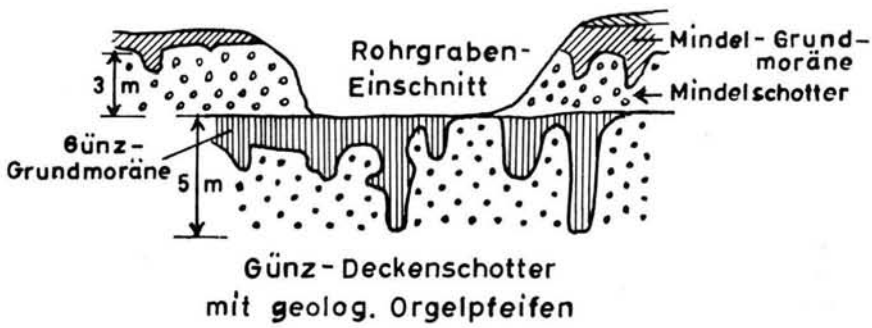


Abb. 3. Der Günzschotter mit den großen, der Mindelschotter mit den kleinen geologischen „Orgel-Pfeifen", beide bedeckt durch die als Grundmoränen erkannten, in den nachfolgenden Zwischeneiszeiten tief verwitterten, steinigen Lehmen. Westhang des Gleißentales.

Man sieht mittelfest verkitteten Günzdeckenschotter, daneben teilweise bedeckt von bis 1 m mächtigem, steinigem, kräftig kreßbraunem Verwitterungslehm. Dieser greift hier bis 4 und 6 m tief in geologischen Orgelpfeifen oder „Zapfen" in den Günzschotter hinab. Über den oberen Orgelpfeifen-Enden kann auch sogleich Mindelschotter beginnen, der wieder überlagert ist von Lehm, der von oben her in den Schotter hinabgreift mit weniger tiefen Orgelpfeifen.

Der Günzschotter oder Ältere Deckenschotter

ist in dem Wasserrohrgraben maximal 5 m tief aufgeschlossen. Nach den Bohrungen in der Nachbarschaft ist er etwa 14 m mächtig und liegt unmittelbar über dem obermiozänen Flinz. Der Schotter zeigt kaum Schichtung, ist hier mittelfest zu Nagelfluh verkittet und enthält nur wenige kristalline Gerölle. Dort, wo gegenüber dem Ort der Abb. 3 an dem östlichen Gleißentalabhang der Wasserrohrgraben-Aufschluß wieder anstieg zu dem da-

neben beginnenden Kreuzpullacher Hochzonenbehälter, war der Günzschotter nur 3 m mächtig aufgeschlossen. Hier erweist er sich weniger verkittet, offenbar infolge einer späteren Teil-Auflösung des ehemals kräftig verkittenden Kalkzements. Eine hier beobachtete starke Schotterverlehmung mag sich aus der Hanglage erklären. Die Gerölle sind kräftig verwittert, außerdem gegen oben von einer ziemlich dicken Kalkkruste umhüllt.

In den verschiedenen, jetzt schon verwachsenen Steinbrüchen am Gleißental ist dieser untere Deckenschotter teilweise massiv zementiert. In ihm konnte man durch Jahrzehnte die von ihrem Lehminhalt entleerten geologischen Orgelpfeifen angeschnitten studieren. Irgendwelche Anzeichen von Eisrandnähe des Günzschotters konnten hier nicht festgestellt werden.

Der chemisch kräftig zersetzte kreßbraune Lehm greift örtlich bis über 1 m mächtig über die Lehm-gefüllten Orgelpfeifen hinweg und zeigt in diesen keinen Unterschied.

Daß es sich hier um sehr intensiv verwitterte Grundmoräne handelt, das zeigte sich an den im weiteren Verlauf des Grabens sichtbaren kristallinen Blöcken in ihm. Die in dem Lehm noch eingeschlossenen Steine sind chemisch zersetzt; die Blöcke sind zu Grus geworden. Das ist offenbar die Verwitterungs-Wirkung der nach dem Abklingen des Glazialklimas während des folgenden Günz/Mindel-Interglazials herrschenden Warmzeit. Über die Ergebnisse der chemischen Analyse dieser Böden berichtet E. C. Kraus 1965.

Der Mindelschotter oder Jüngere Deckenschotter

liegt hier an dem mit 30° aus dem 100 m breiten Gleißental aufsteigenden Wasserrohrgraben ohne eine Zwischenschicht über dem Günz/Mindel-Boden. Gleich SO-lich des Gleißentales hat man jedoch, wie wir hörten, in der Baugrube des Hochzonenbehälters nach J. Knauer statt dem Mindelschotter auf dem Günz/Mindelboden noch einen von 0 m auf 1,8 m anschwellenden Lößlehm (Abb. 1). Da wir in unserem Präwürm-Gesamtprofil drei verschieden alte Lößlehm-Zwischenlagen haben, sprechen wir hier von dem „Unteren Lößlehm". Es liegt nahe anzunehmen, daß hier spätestens das kräftig fließende Gewässer, welches den Mindelschotter herbeibrachte, einen Teil des Unteren Lößlehms fortgespült hat.

Der Mindelschotter mißt am Gleißental nur 1,5—3 m. Im Gegensatz zu dem Günz-Deckenschotter fällt an dem Mindel-Deckenschotter sogleich die bedeutende Menge der Kristallin-Gerölle auf. Anzeichen für eine glaziale Moränenfazies fehlen. Dieser Jüngere Deckenschotter liegt mit bemerkenswert ebener Unterfläche über dem Günz/Mindel-Lehm.

Günz/Mindel-Lehm

Dieser kreßbraune Lehm enthält in dem Wasserrohrgraben SW von der Ziegelei Laufzorn lauter weich oder grusig zersetzte Gesteine, darunter viele kristalline aus den Alpen. Von diesem steinigen Lehm ragen auch in den Mindelschotter Orgel-Pfeifen hinab, die jedoch alle kürzer sind als die in den Günzschotter eingelassenen und durchschnittlich 2—3 m Länge haben. Wieder ist kein Unterschied erkennbar zwischen der — sehr chaotischen — Zusammensetzung des Mindel/Riß-Lehms über den Orgelzapfen und in diesen.

Nach oben ziemlich fluidal, geht dieser kreßbraune, mitunter etwas rötliche Lehm mit vielen Steinen über in eine immer hell bräunlichgelbe Schicht von entkalktem Löß, also einen „Mittleren Lößlehm". Er mißt 1—2 m und hält weithin aus. Eine Ausnahme zeigt eine Stelle bei etwa 170 m Grabenlänge ab Gleißental, wo man über dem Günz/Mindel-Kreßlehm statt des Mittleren Lößlehms den basal blockführenden und moränenschottrigen Rißschotter sieht.

Bald senkt sich im Graben die Oberkante des Mindel/Riß-Lehms gegen NW, so daß dann dieser Rißschotter bis zu der Kiesgrube bei Längs-Kilometer 1,656 den Hauptteil der Grabenwände ausmachte. Er ist, wie Bohrung 1 ergab, über 7 m mächtig und reich an kristallinen Geröllen.

Auch über diesem Schotter, in dem keine Nagelfluh-Verkittung vorhanden ist, liegt ein bis 1,5 m starker, meist rotbrauner Lehmboden. Er greift mit breiten Trichtern, oft auch mit schmalen, nur 8—15 cm dicken Zapfen in den Rißschotter hinab. Nur bis 1 m lang werden diese senkrechten, man möchte sagen „jungen Orgelpfeifen" in dem Rißschotter. Ganz deutlich enden diese Verwitterungslehm-Taschen oder -Trichter mit einer bis 20 cm breiten Zone besonders stark verwitterter Gerölle gegen den noch frischen Rißschotter. Auch weißliche, kaolinische Entfärbung, pulvrig zerfallendes Dolomit-Geröll und schwarze, offenbar durch MnO_2 gefärbte, mürbe Gerölle gibt es hier. An den echten Orgelröhren im Günz- und Mindel-Schotter fehlt diese Randfront hochgradiger Zersetzung.

Die Füllung des Gleißentales

Bevor wir die Beschreibung des Rohrgrabens mit Bohrung 1 fortsetzen, können die in der Senke des Gleißentales selbst durch den Graben aufgeschlossenen, jüngeren Schichten gekennzeichnet werden.

Von oben, also von der heutigen Gleißentalsohle in rd. 589—590 m NN, fand sich folgendes Schichtprofil:

1—1,5 m kiesiger Lehm bis lehmiger Kies. Seine gelegentlich etwas gegen S und O geneigte Basalschicht zeigt bis 35 cm dicke Stücke oder Linsen von hellbraunem Feinsand, übergehend in eine Art Lößlehm.
Über 1 m Schotter, gegen oben lehmig, gegen unten unregelmäßig verkittete Nagelfluh.
0,7 m brauner, etwas kiesführender Lehm.
0,1 m schwarzer, humoser Lehmboden mit Nestern von schwarzen Laubblättern;
fast 1 m schokoladebrauner Lehm; er war nur kurze Zeit aufgeschlossen.

Leider ist es nicht gelungen, das Alter der Pflanzenblätter zu bestimmen. Es dürfte sich um Talalluvionen handeln. Sie werden in das heute trockenliegende Gleißental eingelagert worden sein, das trotz seiner teilweise harten Nagelfluhen einst durch die Würmschmelzwässer des Isartalgletschers kräftig zerschnitten worden war.

Die Bedeutung der Bohrung 1 (Tafel I).

Etwa bei Längskilometer 1,75 des Wasserrohrgrabens konnte die Fortsetzung der altdiluvialen Schichten am Gleißental durch Bohrung 1 geklärt werden. Unweit der Kiesgrube im Rißschotter mit Nagelfluhbänken fand sich bei der Bohrung unter diesem eine Bank von Mittlerem Lößlehm und unter diesem 3 m stark der rotbraun verwitterte Mindel/Riß-Lehm. Er griff mit vhm. kurzen Orgelröhren hinab in eine Mindelschotter-Nagelfluh, die am Gleißental nur bis 3 m, in der Bohrung aber 17 m besaß.

Dementsprechend beginnt der hier erbohrte, dunkelbraune Verwitterungsboden der Günz/Mindel-Interglazialzeit erst in 579,3 m NN, also 13 m tiefer als am Gleißental. Die Deckenschotter-Oberkante liegt in 578 m NN.

Weil die übrigen Schichten in Bohrung 1 jenen am Gleißental ähneln, wird durch die etwas anschwellende Mächtigkeit des Mindel-Deckenschotters eine in der Mindelzeit zur Ausfüllung gekommene Talung angezeigt. Deren Gestalt im einzelnen ist natürlich noch unbestimmt. Wir sehen aber aus den geringen Mächtigkeiten des Vorwürm-Diluviums am Gleißental und am Hochzonen-Behälter, daß im Gleißentalbereich eine Landschwelle vorlag.

Die nächste Schwelle hat dann der Aufschluß des Wasserrohrgrabens vom Oberndorf-Geräumt an aufgedeckt.

Die Schwelle südwestlich von Ziegelei Laufzorn

Am Waldrande SW der Ziegelei, wo der Graben aus seiner O-W-Richtung gegen NW in das Sauschütt-Geräumt umbiegt, streicht oben gegen NW der Rißschotter in die Luft aus. Gleichzeitig keilt aber auch unten gegen NW die Mindelschotter-Nagelfluh gegen NW aufsteigend aus.

Der Mindelfluß, der seinen Schotter nur dünn ausbreiten konnte, empor bis auf die Gleißental-Schwelle, fand während seiner Laufzeit an der „Laufzorner Landschwelle" sein NW-Ufer. Die Folge ist, daß auf dieser Schwelle die beiden Verwitterungslehme: der über dem Günzschotter und der bisher über dem Mindelschotter gelegen gewesene Verwitterungslehm unmittelbar übereinander zu liegen kamen (Tafel I). Beide tragen hier auf sich, wie üblich, einen hellgelblichen 1—2 m mächtigen Lößlehm; nämlich den „Unteren" bzw. den „Mittleren" Lößlehm.

Wollte man unsere Profildarstellung in Tafel I dadurch abändern, daß man die Mindelschotter-Nagelfluh westlich unter die Laufzorner Schwelle bis an die Nagelfluh an dem Isartal fortlaufen läßt, so würde man in der Laufzorner Schwelle oben das Übereinander unserer beiden Verwitterungslehme mit ihrem Lößlehmdach und die Höhenlage des Günz/Mindel-Lehmes über dem Mindelschotter, also eine unmögliche Lage bekommen.

Aber nun: Wie ist das möglich, daß der Verwitterungslehm eines (Mindel-) Schotters sich selbständig macht, um allein sich weiter auszubreiten — auch ohne den Schotter, aus dem er stammt, unter sich zu haben? Der Mindelschotter ist ja, wie die Tafel I zeigt, gegen NW ausgekeilt!

Ohne Zweifel ist jener „Schotter-Verwitterungslehm" genau der gleiche wie in seiner Fortsetzung in Bohrung 1 und über dem Mindelschotter im Gleißental; und derselbe „Verwitterungslehm", der dort über dem Günzschotter liegt, der auch die langen Orgelpfeifen in diesen hinabsenkte, erscheint nun wieder zu unterst in der Laufzorner Schwelle.

Ich bezeichnete nun auf Tafel I diese „steinigen Verwitterungslehme von beiden altpleistozänen Schottern" als „Grundmoränen" über diesen.

Die Berechtigung hierzu ergab sich nämlich am 3. November 1961, als längs dem Sauschütt-Geräumt der hier bis über 7 m tiefe und oben rd. 15 m breite Wasserrohrgraben im SW von Laufzorn der Beobachtung zugänglich gemacht worden war. Zusammen mit Dr. G. Haber konnten folgende Profile notiert und photographiert werden:

1,5 m Gelblichgrauer, degradierter Lößlehm (davon die Probe Nr. IV) gegen unten mit blaß-weißlichem Belag auf den Kluftflächen.

4—5,5 m Kreßbrauner fettig-lettiger Lehm von oben bis unten mit stark verwitterten, teils gerollten, teils eckigen Steinen jeder Korngröße, ohne jede Schichtung. Die Steine sind weich, zerfallen. Besonders gegen unten hat man Blöcke teils aus ehemaligen Karbonatgesteinen, teils aus Gneis oder Phyllit. Eine Stelle zeigte einen eckigen bzw. runden Gneisblock von Kubikmeter-Größe mitten im Mindel-Verwitterungsboden. Zu unterst im Graben ragte unter diesem an den Wänden noch eine Schicht von hellbräunlichem Lößlehm über die Grabensohle empor. An den Klüften des Bodens hatte sich ein schwarzbrauner MnO_2-Belag angesiedelt. Die Findlingsblöcke waren völlig vergrust, und ihre in den Graben noch hineinragenden Teile vom Bagger unschwer herausgeschnitten worden.

Es ist somit völlig klar, daß hier nicht etwa das normale Verwitterungsprodukt eines Mindelschotters vorliegen kann, der hier darunter fehlt, sondern eine ehemals Mergel-reiche, echte Grundmoräne, ein „Geschiebemergel", mit einer großen Zahl erratischer Blöcke von bis 2 m noch sichtbarer Kantenlänge.

Diese Grundmoräne war im Aushub für den Hochzonenbehälter mangels solcher Blöcke von J. Knauer als solche nicht erkannt worden, auch nicht von meinem verehrten Lehrer und früheren Vorgänger, Professor Dr. A. Rothpletz.

Die Entstehung der geologischen Orgel-Pfeifen

Mit August Rothpletz war ich vor 1914 mit bei dessen Untersuchung des Orgel-Problems in den schon damals kaum mehr im Abbau begriffenen Deckenschotter-Steinbrüchen am Gleißental. Dem Genannten kam es damals sehr an auf die Beschaffenheit der Nagelfluh-Rohrwand unmittelbar dort, wo die steinreiche, braune Lehmfüllung der betreffenden Orgelpfeifen gelegen hatte. Diese Füllungen waren zu jener Zeit an den Stein-

bruchwänden bereits ausgefallen. Die Rohrwand-Kontaktfläche war — das sah man schon damals und noch klarer 1961/62 in dem frisch ausgebaggerten Wasserrohrgraben — nicht etwa eine stark zersetzte Verwitterungsfront zwischen der Rohrfüllung und der Nagelfluh-Rohrwandung. Nur wenige von den (vorwiegenden) Karbonatgeröllen ragen ein wenig in das Rohr vor. Auch sie sind fast intakt. Im übrigen sieht man meist eine glatte Rundung der Rohrwandung. Natürlich kommen aber auch die Festigkeits-Unterschiede der Nagelfluhbänke mitunter dort zum Ausdruck, wo die Röhren schwache Einengungen zeigen. Aber eine Verwitterungszone mit der scharfen Geröll-Zerstörung der Geröll-Skelette, mit den Braunstein-Ausscheidungen usw., wie sie etwa unter dem rötlich-kreßfarbenen Boden über dem Rißschotter bekannt ist, fehlt an den Orgeln. Mit Recht dürfte daher A. Rothpletz 1913 und 1916 aus dem Fehlen einer solchen Randverwitterungszone an den Wandungen der Orgelpfeifen auf einen großen Unterschied geschlossen haben zwischen normalen Verwitterungstaschen oder -Trichtern und Orgelröhren. Diese Röhren schienen ihm damals „irgendwie" vorher ausgestrudelt worden zu sein und anschließend gefüllt durch einen bereits mehr oder weniger verwitterten, steinigen Lehm.

Mit unserem Problem beschäftigte sich auch O. M. Reis 1922, S. 156 f. Wie die meisten Beobachter hielt auch er die Orgelentstehung als alleinige Folge der Verwitterung. Darum schien ihm die Tatsache sehr unverständlich, daß die Röhrenfüllung schon rein quantitativ unmöglich der Verwitterungsrückstand allein der sie vorher füllenden Nagelfluhmasse sein kann. Man müsse daher, so führte er aus, annehmen, die Röhren hätten sich vorher zu breiten und hohen Trichtern erweitert. Deren Verwitterungsreste hätten sich, allmählich nach unten sinkend, in der Röhre angesammelt. Wie sich solche breiten, hohen Trichter und spitzen Rohren in einer dicken Nagelfluh, die dann verwitterte, bilden konnten, sagte er nicht.

Bei diesem Gedanken war auch übersehen, daß diese tiefen Röhren oft gesellig 2, 1, ja oft nur 1/2 Meter voneinander entfernt in guten Aufschlüssen, wie gerade am Gleißental, zu finden sind. Da hätten doch die Trichter oben ineinander übergehen müssen. Wieso oben eine allgemeine und chemisch intensive Raumverwitterung der ganzen Nagelfluhe, vom Beginn der engen Röhren ab aber eine sauber eklektische Verwitterung allein in einzelnen Löchern? Es fehlt eine lineare Anordnung der Röhren, die auf eine Erleichterung der Lochverwitterung hinwiese. An der Normalverwitterung, die wir auf Riß- oder Niederterrassenschotter sehen, entstehen basal die vielen Trichter, mit deren Verbreiterung und Vertiefung die Verwitterungsfront abwärts vordringt. Der rostbraune bis rotbraune Verwitterungsboden hat einen Außenrand von völlig zerstörten Geröllen, von kaolinischen bzw. von Braunstein-Ansammlungen. Nichts davon und auch keine Randfärbung dieser Art lassen die frischen, noch lehmgefüllten Röhren an dem Randkontakt gegen die Nagelfluh erkennen! Gewiß, die Röhren stehen senkrecht, die Raumverwitterungsfront liegt waagrecht. Aber man vermißt einen verstehbaren Grund für das Eklektische der doch auch nach unten vorgearbeiteten Röhren-Verwitterung.

Wir kennen tatsächlich nur eine natürliche Bildungsmethode, welche senkrechte Löcher bis zu 6 m tief in festen Fels vortreiben kann: das ist das Ausstrudeln des mehr oder weniger mit Sand oder Geröll bewaffneten Wassers. So konnten doch alle unsere Klammen und Riesentöpfe entstehen. Diese sind freilich meist weniger regelmäßig und haben größere Durchmesser. Aber solche sitzen ja nicht in der Nagelfluh, sondern in Kalk, Dolomit Sandstein oder Kristallin. Eine unvollständig zementierte Nagelfluh dürfte anderes Bohren ermöglichen, indem sie genügend Geröll und Sand dem Wasserwirbel liefern. Experimente können solche Möglichkeiten klären.

Das „Irgendwie" der in schmalen Röhren konzentrierten Tiefbohrung im Kleinen konnte A. Rothpletz nicht, das „Zuwenig" eines Verwitterungsrückstandes nur der in einer Nagelfluhröhre vorhandenen Gesteinsmasse konnte O. M. Reis nicht beantworten.

Wir sind in der Frage heute einen Schritt weiter, wenn wir erkannt haben, daß dieser Verwitterungslehm über und in den geologischen Orgelpfeifen ursprünglich Grundmoräne gewesen ist. Das war kein Nagelfluh-Schotter. Sowohl über der Günz- wie über der Mindel-Nagelfluh verwitterten die Grundmoränen der Spätgünz- bzw. der Spätmindel-Eiszeit. Aber vorher hatte das Eis der Gletscher über den Frühgünz- bzw. über den Frühmindel-Schotter (bereits mit einem Minimum an Verkittung) seine Grundmoräne ausgebreitet, und unter dem oben tauenden Gletschereis entstehen diese Ausstrudelungen des Schmelzwassers, die Riesentöpfe, verschieden gestaltet je nach dem Gestein.

Der hohe Gehalt einer Grundmoräne an Pelitschlamm, den sie durch den langdauernden Basaltransport aus dem dabei zerriebenen Gestein erhielt, der auch als „Gletschermilch" zutage tritt und wohl den Hauptbestandteil der glazialen Bändertone bildet, dieser aus dem überwiegend kalkalpinen Gestein gemahlene Mergel ist die Hauptkomponente der „Geschiebemergel". Zugleich war er die Voraussetzung für die regional gleichmäßig wirksam gewordene Raumverwitterung unserer beiden altpleistozänen Grundmoränen. Dabei konnte der Pelit das verwitternde, CO_2-führende Niederschlagswasser kapillar festhalten und kapillar erneuern. Über das wirksam gewesene interglaziale Klima Näheres bei E. C. Kraus 1965.

Die ausstrudelnde Energie des bohrenden Schmelzwassers, das durch die Gletscherspalten des hier 100 oder mehr Meter dicken Eises herabstürzte, stand also zur Verfügung. Wenn Löcher, aber keine Lochreihen oder Kerben in der Stromrichtung des Gletschereises entstanden, so mag dies zusammenhängen mit der bereits erreichten Randlage des Isargletschers. Hier gab es wohl nur kleine Oszillationen oder Stillstand, vielleicht schon Toteis. In bereits begonnene Bohrlöcher auf der Nagelfluh setzte herabstürzendes Schmelzwasser, wenn auch mit Unterbrechungen, immer wieder neu seine Bohrmühle in Bewegung.

Weil also während der beiden ersten Eiszeiten unten Schotter, darüber aber Grundmoräne gelegen war, versteht man nun unschwer die sonderbare Verteilung der Verwitterungslehme: oben regional raumgreifend, unten allein in Orgelpfeifen. Diese waren erfüllt von etwas Schmelzwasserschutt, zur Hauptsache noch mit Grundmoräne. Darüber und in den Orgelpfeifen verwitterte der Pelit-reiche Geschiebemergel nachfolgend während der Günz/Mindel- bzw. Mindel/Riß-interglazialen Warmzeit.

Dabei herrschten in den Pelit-Kapillaren der Grundmoräne sowie in den bereits bestehenden geologischen Orgel-Pfeifen grundsätzlich andere Verwitterungsbedingungen als man sie in dem obersten Teil eines an Kalk- und Dolomitgeröllen reichen, wasserdurchlässigen Schotters der letzten Zwischeneiszeit kennt — obwohl sehr wahrscheinlich während jeder Zwischeneiszeit annähernd das gleiche warm-feuchte Wechselklima wirksam gewesen war. Darum gibt es innerhalb unserer Grundmoränen auch nicht die Erscheinungen der in einen Schotter hinabrückenden Verwitterungsfront, Erscheinungen, welche wir vorher vermißten.

Gleichartiges Klima dürfte in Abhängigkeit von der Gesteinsart abweichende fossile Böden hinterlassen haben. Aber die Orgelpfeifen selbst sind subglazialer Entstehung.

Weitere Beobachtungen in der Laufzorner Schwelle (Vgl. Abb. 4)

Der flache Aufstieg der Schwelle SW Laufzorn ermöglichte es im Wasserrohrgraben hier wieder Günz-Ablagerungen zu studieren („1" und „2" in Abb. 4). Über dem Flinz folgt normal der wechselvoll, gegen unten meist nicht zu Nagelfluh verkittete Günzschotter. Er wird als Vorstoßschotter der ersten Eiszeit anzusprechen sein. Über ihm folgt das Sediment des weitesten Gletschervorstoßes, die Junggünz-Grundmoräne, und darüber mit kryoturbat gestörter Folge der „Untere Lößlehm". Er wurde am Gleißental nur im Aushub für den Hochzonenbehälter gefunden.

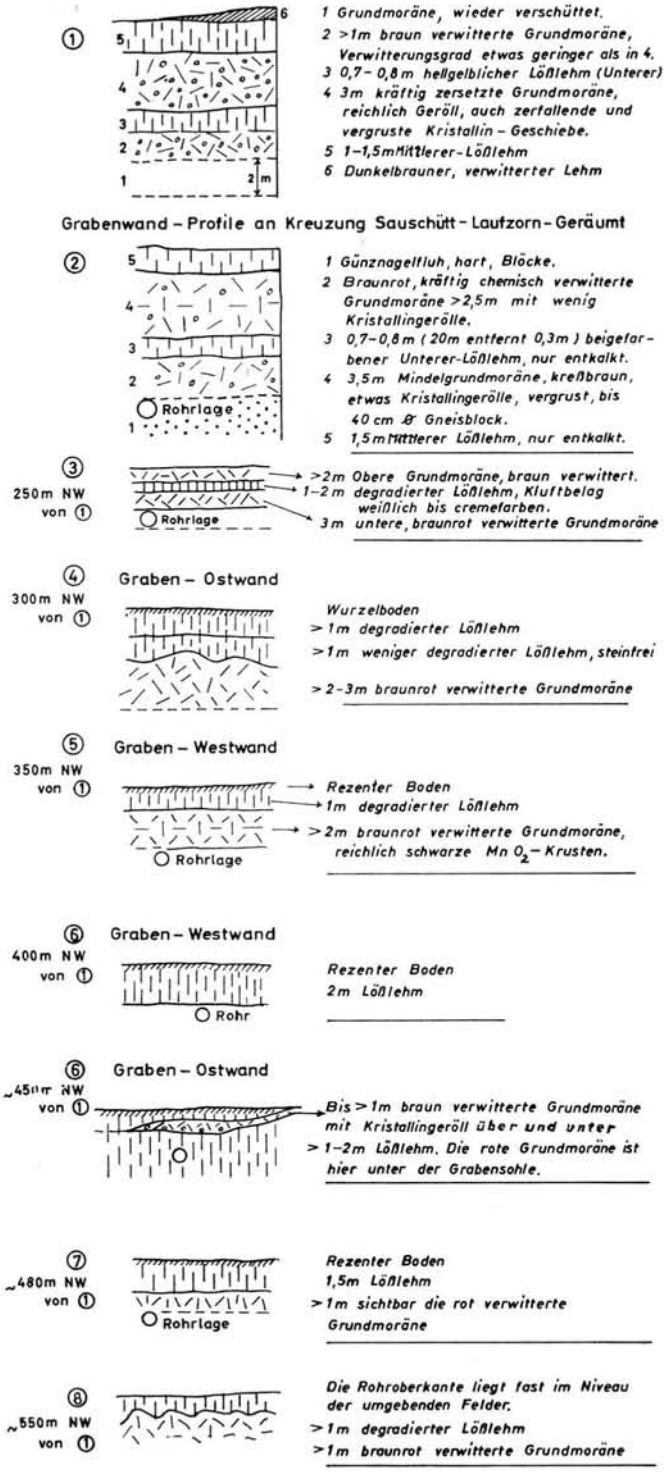


Abb. 4. Spezialprofile der auf Tafel I mit Zahlen im Ring versehenen Stellen auf der Laufzorn-Hompesch-Schwelle.

Von dem Auskeilen des Mindelschotters gegen die Laufzorner Schwelle und von dem unmittelbaren Übergreifen des tief verwitterten Lehms, der sich mit seinen Blöcken als Jungmindel-Grundmoräne erwies, hörten wir. Er geht nach oben unter kryoturbaten Grenzstörungen genau so in Lößlehm, den „Mittleren Lößlehm", über, wie die Junggünz-Grundmoräne nach dem „Unteren Lößlehm".

Die Jungmindelmoräne schließt im NW des Oberndorfer Geräumts besonders viele erratische und vorwiegend kristalline Blöcke ein. Sie stecken in einer käsig-weichen Grundmasse, die noch etwas intensiver zersetzt zu sein scheint als die Günzgrundmoräne. Auch spricht man nicht gern von „Blöcken", wenn sie grusig zerfallen und vom Bagger ohne weiteres so wie die weiche Umgebung mit ihrem Grus ausgehoben werden konnten.

Darf man voraussetzen, daß die Günz- und die Mindel-Grundmoräne annähernd durch das gleiche wiederkehrende Wechselklima verwitterte, so könnte man diesen an manchen Stellen nicht unerheblich stärkeren Zersatz der Mindelmoräne zurückführen auf die bekanntlich längere Dauer der Verwitterungszeit im großen Mindel/Riß-Interglazial. Weil die Tiefen der Orgelpfeifen im Mindelschotter höchstens halb so lang sind als die im Günzschotter, und wir schließen konnten, daß diese Pfeifen subglazial und nicht durch warmklimatische Verwitterung entstanden sind, spricht die geringere Orgel-Rohrlänge auch nicht gegen jenen Schluß. Diese Längen-Differenz kann eher noch mehr für die subglaziale Orgelentstehung sprechen.

Sehr verbreitet und auffällig sind die schon erwähnten kryoturbatischen Schichtstörungen im Übergang von der Günz- bzw. der Mindelgrundmoräne unten zu dem Unteren bzw. Mittleren Lößlehm oben. Steigen doch die braunroten oder kreßfarbenen Grundmoränen mitunter wie flatternde Fahnen oder in verwischten Flecken oder Schollen, auch bogig verwickelt schräg, mitunter steil nach oben in den bräunlichgelben Unteren bzw. Mittleren Lößlehm empor.

Die mehr am NW-Teil der Laufzorn-Schwelle im Wasserrohrgraben möglich gewesenen Beobachtungen sind in den Graben-Profilen der Abb. 4 (unter „3—5") festgelegt. Tafel I zeigt, daß sich die Schwelle gegen NW flach absenkt. Dabei wurde der Untere Lößlehm durch die direkt auf die Günz-Grundmoräne übergreifende Mindel-Grundmoräne weggeschnitten. Sehr ungewöhnlicher Weise taucht dafür gegen NW über der Mindelgrundmoräne und über derem normal aufsitzendem Mittlerem Lößlehm noch einmal die Mindelmoräne mit ihrer Lößlehm-Bedeckung auf. Wegen der zehnfachen Überhöhung des Profils in Tafel I sieht dieses Bild fast tektonisch aus. Aber von der Oberkante der Günz-Grundmoräne bis zu jener des höheren (Mittleren) Lößlehms mißt man hier mit 5 m nicht einmal die ganze Grabentiefe. Diese wird gegen NW rasch geringer. Die Grabenrandhöhen von 607,88 m NN und 608,18 m NN waren, als wir diese Stelle untersuchten, durch eine Planierraupe bereits stark bis auf den Mittleren Lößlehm abgetragen („6" in Abb. 4).

Es entstand hier in der Schwellenzone die einzige, kurze Unterbrechung unseres im übrigen zusammenhängenden Wasserrohrgraben-Profils. Zugleich verschwand nach unten die Günzserie der Laufzornschwelle. Aus der nur geringen Mächtigkeit der hier gedoppelten Mindelserie und entsprechend ihrer weichen Konsistenz wird man einen Ableit-Vorgang zur periglazialen Eisbodenzeit verantwortlich machen können für die ungewöhnliche Doppelung. Dies um so mehr, als 50 m entfernt in („6" in Abb. 4) auch ein in den Mittleren Lößlehm zungenartig hineingeglittener Ausläufer dieser ableitenden Mindelgrundmoräne im Graben aufgeschlossen war.

In unseren beiden Grundmoränen wechselt die Rotfärbung infolge Verwitterung. Diese Farbe überwiegt in „2"—„4" der Abb. 4. Die im Osten meist braune Mindelgrundmoräne erscheint gegen NW zu mehr rötlich.

4. Die breite Hochschwelle von Hompesch—Stierötz-Geräumt

Wir haben hier keine, etwa durch eine Zwischenlage von Unterem Lößlehm abgegrenzte Günzgrundmoräne, sondern wohl allein die teilweise recht lettige, rotbraune

Mindelgrundmoräne mit ihrer Überdeckung durch den Mittleren Lößlehm. Über 800 m Wasserrohr-Länge sah man nur diese Mindelserie, beginnend mit den durch „7" und „8" der Abb. 4 wiedergegebenen Stellen.

Nordwestlich der Querschneise des Stierötz-Geräumts senkt sich das Gelände zu einem sanften, 180 m breiten und knapp 4 m tiefen Tal. Es ist durch den Mittleren, bräunlichgelben Lößlehm in die braunrot verwitterte und wieder reichlich Kristallingesteine enthaltende Mindelgrundmoräne eingesenkt. Über dieser sieht man wieder kräftig kryoturbate Grenzstörungen. Sie müssen nach der Mindel/Riß-Verwitterung und noch nach der Sedimentation des Mittleren Lösses, also wohl in der begonnenen periglazialen Eisbodenzeit des Riß entstanden sein.

In der Mitte zwischen Stierötz- und Ludwigsgeräumt liegt am Grunde des hier über 6 m tiefen Wasserrohrgrabens das größte uns bekannt gewordene erratische Geschiebe: ein ziemlich eckig umgrenzter, weißlicher Biotitgneis-„Block", der völlig vergrust ist. Soweit ihn der Graben angeschnitten hat, ragte er über dessen Sohle 1,5 m empor und mißt bei 3 m aufgeschlossener Breite 6 m Länge. Über ihm sieht man 3 m mächtig die braunrote Mindelgrundmoräne mit vielen, gleichfalls zerfallenden, runden oder eckigen Geschieben. Zu oberst breitet sich auch hier der bräunlichgelbe Mittlere (Frühriß-) Lößlehm aus.

Die Laufzorn-Schwelle ist kaum abgegrenzt von der Hompesch-Stierötz-Schwelle. Gemeinsam bilden sie eine recht flache Schwellenzone, die mit 1550 m Breite in SO—NW von dem Rohrgraben durchschnitten wurde.

5. Die Riß-Serie zwischen dem Ludwigsgeräumt und dem Isartal

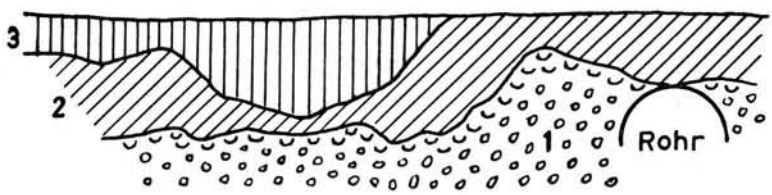


Abb. 5. Schichtprofil von Rißschotter mit Riß/Würmboden (kryoturbat gestört) und „Oberem Lößlehm" (Tafel I, Westteil). 10. IV. 1962.

Grabenwand am Ludwigsgeräumt südl. Diensthütte, Forstenrieder Park. 1: Grober Riß-Schotter, lehmig, gegen oben verwittert, oft weißlich zersetzt, mitunter schwach zementiert; 2: Rotbrauner Riß-Würm-Interglazial-Lehm, kiesreich. Gegen unten braunschwarze Nester von Mn O_2-Geröll, das umrindet ist und stark ausgelaugt, längs Klüften zerfallend. 3: Gelblicher Lößlehm, wenig Gerölle führend.

170 m NW von dem genannten flachen Tal senkt sich das ältere Pleistozän gegen NW ab, so daß über dem Mittleren, Frühriß-Lößlehm die Riß-Serie sich nach oben fortsetzt. Zunächst besteht sie hier nur aus wenig (1—3 m) mächtigem Rißschotter, in den von oben mit kurzen Trichtern der normal roterdige, interglaziale Verwitterungsboden von 0,4—1 m Dicke eingreift. Nach Ablauf dieser chemisch intensiven Verwitterung der Riß/Würm-Interglazialzeit lagerte sich darüber nun wiederum ein blaßbräunlicher, dann verlehmter Lößlehm, der „Obere", offenbar aus der Kaltsteppenzeit des Frühwürms (Abb. 5). Deren periglaziale kryoturbate Verlagerungen sind fortan in dem Graben sehr gut zu beobachten gewesen.

Dort, wo der Graben umbiegt aus der NW- in die O—W-Richtung des „Schilcher Stern" und wo zugleich das Wörnbrunner Geräumt gekreuzt wird, endet die Darstellung der Tafel I und beginnt das Profil der Abb. 7. Sie zeigt, daß die gleichmäßige Verbreitung der Riß-Serie beiderseits die Land-Oberfläche bis an den Oberrand des Isartales bildet.

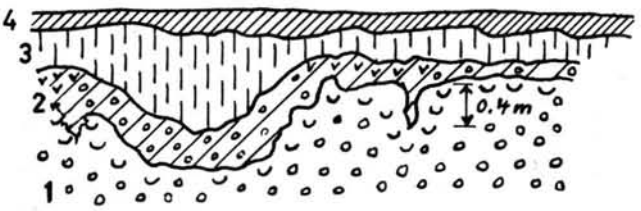


Abb. 6. Schichtprofil nahe W des Graben-Knicks Schilcher Stern/Wörnbrunner Geräumt (Ostrand von Abb. 7). 19. IV. 1962.

Grabenwand 30 m SO Grabenbiegung osö. Sauschütt. 1: Kiesreiche Riß-Grundmoräne, gegen oben stark zersetzt. 2: Lehmboden, Gerölle stark zersetzt (Haken: Rotfärbung). 3: Lößlehm bis >1,2 m. 4: Waldboden.

In dem Rohrgraben waren weitere Beobachtungen möglich: Bis zum Schilcherstern/Maximiliansgeräumt nur auf 4 m tief, vertiefte sich der Graben dann auf 5 m. Abb. 6 gibt das Übergangsbild der Rohrgrabenwand am Ostrand der Abb. 7. Der Rißschotter ist recht lehmig und zeigt Übergänge zur Schottermoränen-Fazies. Sein Verwitterungsboden stammt also nicht aus Grundmoräne wie der Warmzeitboden nach der Günz- und Mindelzeit. Die Roterdefärbung des im allgemeinen kreßbraunen Bodens der altpleistozänen Grundmoränen ist aber dieselbe. Dagegen ist die Gestalt der abwärts vordringenden Verwitterungsfront mit ihren — in abgeschwächter Form ja auch auf der nachwürmisch verwitterten Niederterrasse sichtbaren Basal-Trichtern und mit den dem Rißboden eigentümlichen schmalen, bis etwa 40 cm langen Zapfen an Stellen der bevorzugten Versickerung der verwitternden Lösungen abweichend von den bereits S. 132 gekennzeichneten Orgelpfeifen unter den alten Grundmoränen.

Unter dem aufliegenden frühwürmischen „Oberen Lößlehm" unserer vom Würmeis nicht mehr erreichten Zone wiederholt sich die vorher erwähnte kryoturbate Lagerungsstörung. Zusammen mit dem Lößlehm mißt die Riß/Würmboden-Mächtigkeit bis 2 m.

Der Rißschotter geht durch Einlagerung von bis kopfgroßen Blöcken (zum Teil aus Gneis), durch Zunahme des mergeligen Pelits, durch Erscheinen von gekritzten Geschieben und fehlende Schichtung im östlichen und westlichen Abschnitt unserer Grabenstrecke bis an das Isartal in Kiesmoräne, noch nicht in Geschiebemergel über. Hier dürfte durch eine Kies-reiche Moräne der letzte, kurze Gletschervorstoß vor Beginn der Riß/Würm-Warmzeit abgebildet worden sein (vgl. die Kreuze in Abb. 7).

Da auch in der Würmeiszeit zuletzt (nach der Verwitterung des Paudorfer Interstadialbodens) der raumgreifendste Eisvorstoß geschah — abgebildet durch die Jungwürmgrundmoräne —, wiederholte sich in allen Eiszeiten, wenn auch in verschiedener Moränenausbildung erkennbar, der größte Eisvorstoß im Isargletschergebiet kurz vor dem Beginn der jeweiligen Abschmelzzeit.

6. Die Rohrgraben-Aufschlüsse an den beiden Abhängen des Isartales (Abb. 7)

Zwei Bohrungen an dem SO-Abhang sowie Grabenaufschlüsse an der NW-Böschung des Isartales geben wenigstens hier einmal Aufschluß über die an den bewaldeten und durch Rutschungen unklar gewordenen Talhängen bisher so undurchsichtig gebliebene Situation am Isartal. In Bohrung 5 der Städtischen Wasserwerke München fand sich nächst der Oberkante des Tales ab 610,3 m NN Folgendes:

Bis 0,6 m Kreßbrauner Verwitterungslehm der Riß/Würm-Warmzeit
„ 3,7 m Rißschotter bis Schottermoräne
„ 7,1 m Rißschotter-Nagelfluh
„ 11,8 m Rißschotter
„ 12,4 m wohl Rißmoräne
„ 14,2 m grauer, sandiger Mergel

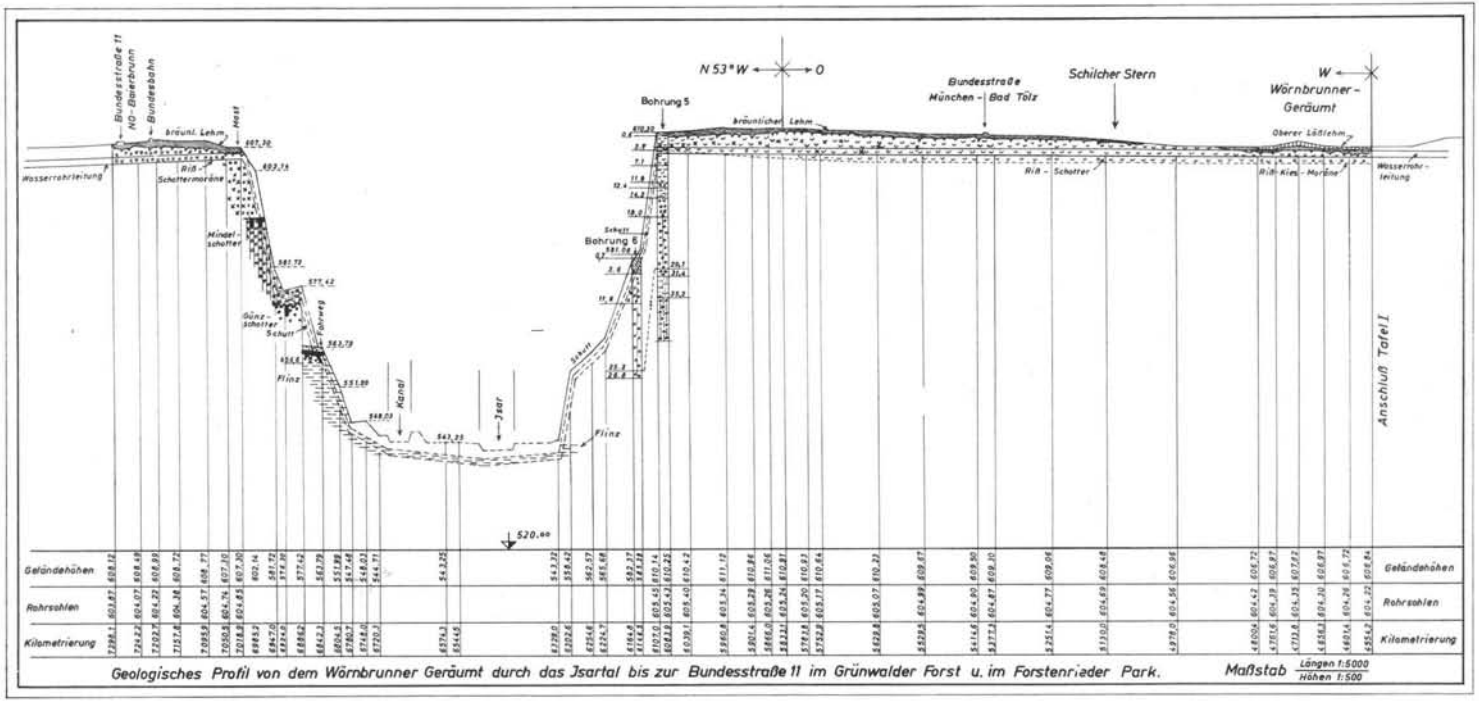


Abb. 7

Erläuterung S. 137 f.

„ 18,0 m Schottermoräne
„ 29,1 m Nagelfluh mit dichtem Kalkzement, wahrscheinlich Mindel-eiszeitlich
„ 31,4 m Schotter
„ 35,2 m mergeliger Sand
„ 45,0 m Kies; Linsen von Nagelfluh mit dichtem Kalkzement; wahrscheinlich Günz-eiszeitlich. Ende der Bohrung bei 565,3 mNN.

In der auf der SO-Böschung des Tales in 581,06 m NN angesetzten Bohrung 6 zeigte sich unter 0,7 m Hangschutt:

Bis 3,6 m rötlich-brauner Lehm
„ 11,6 m Schottermoräne, offenbar der Rißeiszeit
„ 26,8 m Nagelfluh mit dichtem Kalkzement, wahrscheinlich der Mindeleiszeit.

Diese Bohrung durchmaß vermutlich eine am Hang abgerutschte Scholle. Die Bohrungen wurden ausgeführt, um zu klären, wie weit der Rohrgraben in lockerem Schutt oder in festem Anstehenden zu liegen kommen wird. An dieser Talböschung kannte man in tieferer Lage flach in das Gehänge einfallende Nagelfluhplatten über und unter Hangschutt. Ich hielt sie nicht für anstehend, weil ähnliche Platten oder große Blöcke am Hang das abfließende Wasser stauen, den Hang erweichen, was den hangwärtigen Teil der Schollen zum Absinken veranlaßt, während der äußere Schollenteil auf trockenem Untergrund dagegen relativ steigt. Diese daher langsam gegen den Hang rotierenden Schollen (aufsitzende Bäume zeigen in ihrem Wuchs diese Rotation) stehen natürlich nicht an, was die Bohrung und der Hangschutt im Grabeneinschnitt bestätigte.

Der Flinz-Untergrund wurde in beiden Bohrungen nicht erreicht. Er wurde aber unter den Talalluvionen der Isar vom Graben überall angeschnitten und reicht an der anderen, NWlichen Talseite bis mindestens 556,6 m empor. Hier fand sich folgendes:

Günz-Schotter

Unter dem Niveau der Klettergartenstraße bei 563,79 m NN liegt zunächst, von oben beginnend:

a) rund 1 m mächtig ein jung verwitterter, feiner brauner und lehmiger Sand mit Geröll-Linsen (viel Kristallin und Flysch) darunter
b) ein bis 0,9 m mächtiger grober Schotter, der nach unten vorgreift in
c) eine ziemlich lehmige, unsortierte Kiesmoräne, z. Teil verkittet. Darin 2—3 Kristallingerölle je m² wie im Günzschotter; insgesamt 3 m mächtig aufgeschlossen. Gegen oben ist dieser Moränen-Schotter zu braunem Lehm verwittert.

Etwa 3 m östlich von dieser Schichtfolge war der an Kristallingeröll (mitunter Gneis) sehr arme Günzschotter in 5,8—8,3 m Tiefe erbohrt worden. Er liegt hier bei 556,6 m NN auf blaugrauem Flinzmergel, der ab 12,8 m Tiefe grünlichgrau gefleckt ist.

Höher oben am NWlichen Isartalhang wurde an der nächsten Verflachung zwischen 576,3 und 577,4 m NN am 24. 10. 1962 im Rohrgraben wieder der Günzschotter angeschnitten und rd. 6 m mächtig aufgeschlossen. Hier ist er durch geologische Orgelröhren zerschnitten und durch dichtes Kalkzement verfestigt. Ich fand nur 1 Quarzgeröll im Schotter. Von der Lehmfüllung einer Röhre wurde Probe Nr. V aufgesammelt.

Gegen oben erwiesen sich die Günzgerölle als kräftig verwittert. Sie zeigen viel Dolomit und Kalkstein von Trias, Lias, von dunklen Kössener Kalken, einzelne rote Kalke, dunkelgraue Kieselkalke, Fleckenkalke, fast keinen Sandstein. Ein sicheres Geröll aus Flysch oder Helvetikum war nicht zu entdecken.

Nach ihrer Struktur scheint diese Günznagelfluh zuerst verkittet gewesen zu sein, dann aber verlor sie, wenigstens teilweise, ihren Kalkzement und erhielt Löcher und Höhlungen. Denn ihre nachfolgende Neuverkittung ist sehr massiv. Der neue, etwas bräunliche, dichte Kalk füllte nun die Löcher und Höhlungen von einer Größe, wie sie sich bei einer primären Schotterablagerung unmöglich hätten bilden können.

Diese sekundär versinterte, versteinte Massiv-Nagelfluh fiel mir auch in Bohrkernen auf, welche in Arget-Bohrungen aus Günz- oder auch aus Mindelnagelfluhen stammen (vgl. S. 152 und 153), immer aber nur im Altpleistozän. Jüngere Nagelfluhen fand ich bisher immer im Primär-Zustand. Man müßte diese Fragen in Dünnschliffen weiter verfolgen.

Von den beiden, verschieden hoch am SWlichen Isartal-Abhang auftretenden Günzschottern dürfte hier der untere um 12 m vom oberen als Scholle gegen das Tal zu abgeglitten sein. Dies wahrscheinlich auf der wassertragenden, daher als Schmiermittel wirkenden Oberkante des Flinzmergels. Eine größere Abgleitscholle fanden wir am SO-Hang des Tales.

Auch die Oberkante des Mindelschotters war in unserem Rohrgraben wieder gut feststellbar. Konnte ich doch bei rd. 591 m NN 2 etwas dickere, aber auch kürzere Orgelröhren mit brauner Lehmfüllung (Probe gesammelt) photographieren. Hier steckt — in offenbar auch vorher schon ausgekolkten Röhren — der Verwitterungsboden der Mindel/Rißwarmzeit im obersten Teil des Mindelschotters.

Abgesehen von den Lehm-gefüllten Orgelpfeifen wird auch er überlagert durch den Rißschotter. In diesem nimmt der Anteil an kristallinen Geröllen nach oben noch weiter zu. Ganz wie zu oberst auf dem südöstlichen Isartal-Gehänge, so ist nun auch hier im NW der rund 15 m mächtige Rißschotter zu einer kaum geschichteten Schotter-Moräne geworden. In sie hinab greift wieder wie über der Talhöhe im SO ein 1—2 m mächtiger, kräftig orange- bis kreßfarbener Boden, wieder nicht mit Orgelpfeifen, sondern mit Trichtern.

Auf diesem Interglazialboden der Hochterrasse sieht man nur noch wenig auskeilenden Sand oder Geröll mit vielem Kristallin. Das wurde vielleicht schon frühwürmisch abgelagert. Aber weithin sind die Terrassenfluren beiderseits des Isartal-Einschnittes durchaus nicht — wie man mangels guter Aufschlüsse aus morphologischer Sicht so angenommen hatte — Würm-Niederterrassen, sondern Hochterrassen der Rißzeit: Diese regieren auch hier die Reliefgestalt der Landschaft!

7. Der Wasserrohr-Abschnitt zwischen dem Isartal und der Neurieder Straße im Forstenrieder Park längs dem westlichen Ludwigsgeräumt

Der Wasserrohrgraben ist nun gegen NW längs dem Ludwigsgeräumt in die Rißterrassen-Oberfläche von N Buchenhain oder von 1,5 km S Bahnhof Höllriegelskreuth zunächst 5 m, dann nur noch 4—2 m tief eingeschnitten. Noch immer ist der Rißschotter mehr oder weniger lehmig. Auch neigt er zur Fazies einer Schottermoräne. Seine Verwitterungsrinde stimmt überein mit jener der im SO des Isartales weitergehenden Hochterrasse. In die nur sanfte und breite Talsenken aufzeigende Terrassenebene ist mehrfach bis 1,5 m Lößlehm eingelagert. Die unvollständige Nagelfluhverfestigung des Mindelschotters sieht man nahe W der Diensthütte P. 596.8 am alten Steinbruch. Hier zieht die sehr flache Rinne des „Ottertales" in S—N durch, an der man gegen eine mitunter 1—2 m mächtige braunrote Lehmmasse erkennt. Nach der Kartierung von G. Haber erheben sich SO der Ottertalung 3 flache Höhen, wahrscheinlich der Riß-Endmoräne.

Der Riß/Würm-Verwitterungslehm des Rißschotters in dem Wasserrohrgraben geht offenbar gegen SW über in eine ebenso verwitterte Riß-Grundmoräne, die gleichfalls auf Rißschotter liegt. Diese Grundmoräne scheint am Isargletscher-Außenrand teils in jene Randhügel, teils in die lehmige, kiesreiche Fazies des Rohrgrabens überzugehen.

Die verwitterte braunrote Grundmoräne ist der Mindel/Riß-Grundmoräne sehr ähnlich. Die Verwitterungsbedingungen eines warm/feuchten Wechselklimas dürften so ziemlich dieselben gewesen sein in beiden Interglazialen. Vgl. E. C. Kraus 1965.

Der Untergrund im Westen des Isartales

In dem fast ebenen Terrassenfeld des Forstenrieder Parkes verfügen wir über die Aufschlüsse des langen Rohrgrabens, eines diesen gegen SW über 10 km lang fortsetzenden Kabelgrabens, sowie über die nördlich anschließenden Wasserbohrungen und die für den neuen Hochzonenbehälter NW Baierbrunn durchgeführten Bohrungen. Überall beherrscht die Erdoberfläche der zähe kreß- bzw. dunkelockerfarbene, oft kräftig braunrote Verwitterungsboden der Riß/Würm Interglazialzeit. Er kann bis 2,8 m dick werden oder abgespült sein bis auf seine basalen Trichter. Nur in den sanften Einbiegungen der Terrasse überdeckt ihn eine, offenbar aus Riß-Kies umgelagerte, dünne Gerölldecke oder etwas Lößlehm der Würmeiszeit, deren Moränen nicht mehr bis hierher gegen NO vorgeschoben wurden. So ist die Lage auch beiderseits der Neurieder Straße, welche den neuen Rohrgraben begleitet, der nordwärts bis Solln fortzieht. Die sehr fleißige bodenkundlich-geologische Kartenaufnahme von W. Köhne auf Blatt Baierbrunn 1921 mußte sich allein auf ganz seltene Anrisse, sonst auf Bohrstock-Untersuchungen und auf das Relief stützen. Unsere sehr reichlichen Neu-Aufschlüsse, kürzlich noch vermehrt durch 2 bis 12 m tiefe Kiesgruben, mußten uns zu abweichenden Vorstellungen führen. Wir lernten als Hauptträgerin der Terrassenfläche im Süden die mit gekritzten Geschiebeblöcken versehene, schichtungslose Rißschottermoräne kennen, die lauter Übergänge nach dem etwas mergeligen, gut geschichteten Rißschotter zeigt. Zwar ist diese Rißmoränen-Fazies genähert der Erdoberfläche bis 10 m Tiefe vorwiegend entwickelt. Aber in den verschiedenen Teilbohrungen 1,5 km NW von Baierbrunn wurde sie festgestellt, auch in Tiefen zwischen 25—28 m, 3—20 m, 14—20 m, sogar 20, 5—30 m; und dies in 4 sehr nahe nebeneinandergelegenen Bohrungen. 50 m daneben hat eine Bohrung überhaupt keine Moränenschotter, sondern allein geschichteten Rißschotter festgestellt.

Man sieht, daß hier die A. Penck'sche Glazialserie: Endmoräne — Übergangskegel — Schmelzwasserschotterterrasse fehlt und sie zum mindesten während der Spätrißzeit auch morphologisch kaum ausgeprägt war. Wir befinden uns in einem an Schmelzwasserschotter überreichen Niederungsfeld mit starker Rand-Oszillation eines wahrscheinlich wenig dicken Gletscherendes. Man wird auch denken müssen an Eisschollen-Nester, umhüllt von Schmelzwasserschotter, deren Kameslandschafts-Formen eingedeckt wurden.

Um sich stratigraphisch zurechtzufinden in dem bei unseren zahlreichen Bohrungen im Forstenrieder Park festgestellten Schotter- und Nagelfluh-Untergrund bis hinab auf den obermiozänen Flinz, müßte man die typisch interglazial verwitterten Grundmoränen oder mindestens die Schotter-Verwitterungslehme der älteren Zwischeneiszeiten haben. Aber die über 25 Bohrprofile zeigen, daß diese Kreß- bzw. Roterdeböden hier meist nicht mehr erhalten sind. Man mag auch zwischen geologischen Orgeln durchgebohrt haben. Offenbar wurden in den jeweiligen Flußtal-Niederungen die entstandenen Warmböden bald, spätestens beim Vorstoß der Schmelzwasser-Schotter der Mindel- bzw. der Rißzeit großenteils schon erodiert.

Allein in der Bohrung 2, 4,7 km NW der Isar nahe der Kreuzung der Olympiastraße mit dem Ludwigsgeräumt, konnte folgendes, einigermaßen vollständige Schichtprofil festgestellt werden:

Geländehöhe des Ansatzes 589,3 m NN.

0— 0,6 m Mutterboden
—12,5 m Rißschotter
—21,0 m Massive Mindel-Nagelfluh
—22,2 m Mindelschotter
—24,0 m Schotter mit hellbraunem Lehm, gegen unten lettig
—38,0 m Sand und Ton des Flinzes.

Hier fehlt wahrscheinlich eine Günz-Vertretung, ähnlich bei Bohrung 5 und 6. Letztere zeigte bei 573,6 m NN Geländehöhe am Link-Geräumt 1 km südlich von Unterdill unter

(offenbar) bis 26,4 m Rißschotter, basal mit vermergeltem Sand, teilweise graubraunen Lehm. Unter ihm bis 28,4 m Tiefe Schotter und Sand über dem Flinz. 2 km von Bohrung 2 war in Bohrung 1 (Gelände 598,1 m NN) unter 16,5 m Rißschotter die sehr harte Mindel-Nagelfluh bis 18,8 m Tiefe gefunden, wobei im Schotter graubraun vermergelter Sand angetroffen wurde. Bis 21,4 m kam dann (über dem Flinz) noch mit 2,6 m Mächtigkeit ein wechselnd verkitteter, wohl dem Günz zugehöriger Schotter.

Alle anderen Bohrungen der Städtischen Wasserwerke München fanden keine braunen Verlehmungsreste. Wohl aber gelang es, auf dem wassertragenden Relief des Flinzes im W des Isartales eine 1,4 m breite, von SSW gegen NNO gerichtete Hauptgrundwasser-Rinne aufzufinden.

Beiderseits des Augustengeräumts, also 1,5 km NW des Grabenprofils am W-Ende von Abb. 7 wurde je eine größere Kiesgrube neu eröffnet. Unter dem Riß/Würmboden ist der Rißschotter etwas lehmig und über 12 m aufgeschlossen.

In den bereits beschriebenen und den weiteren Bohrungen des Parkes ist der Rißschotter zwischen 9 und 26 m, der Mindelschotter zwischen 5 und 38 m Mächtigkeit festgestellt. Günz-Sediment fehlt oder ist nur dünn. Dabei wird der Mindelschotter höchstens zur Hälfte durch harte Nagelfluh vertreten, so wie in Bohrung 1 der Tafel I.

II. Vergleich mit dem Untergrund im Osten der Gleißental-Schwelle

Bei dem Spitzenwerk der Stadt München im Deisenhofener Forst, also östlich von der Gleißental-Oberhachinger Schwelle, würde ein Wasserrohrgraben, wie die Bohrungen OSO von dem Kreuzpullacher Hochzonen-Behälter zeigten, in der bewaldeten Terrassen-Ebene gleichfalls nur Rißschichten mit dem Riß/Würm-Verwitterungsboden aufschließen.

Für die Betrachtung des Untergrundes stehen hier längs dem Fuchsgeräumt 13, längs dem Königsgeräumt 21 Bohrungen, am Schilchergeräumt weitere 11 Bohrungen I—XI zur Verfügung.

Auch diese, teilweise recht nahe aneinander angesetzten Bohrungen, die mit wenigen Ausnahmen die Flinz-Oberfläche erreichten, bewiesen, daß der Übergang der diluvialen Schotterfazies zu wechselvoller Verkittung mit verschiedener Mächtigkeit sowie in Sandfazies oft sehr rasch vor sich geht. Darum ist es falsch, wenn man glaubt, die in den Bohrungen gefundenen Schichtgrenzen mit geraden Linien miteinander verbinden zu können. Bei solchen Verbindungsversuchen müssen alle geologischen Erfahrungen zu Rate gezogen werden.

Am Fuchsgeräumt und Schilchergeräumt

ist in 10 Bohrungen die Grenze zwischen den zur Riß- und den zur Mindelzeit gehörigen Schichten ziemlich gesichert. Für die Zuteilung war dabei wieder maßgebend die Zwischenschaltung der Verwitterungslehme, auch die der massiveren Nagelfluhverkittung der Mindelschotter. Schließlich sind die hier vorherrschend sandigen Günz-Ablagerungen nachgewiesen durch die über ihnen öfter eingeschalteten Günz/Mindel-Verwitterungslehme und durch die Flinzunterlage.

Eine vollständige Schichtserie kann z. B. angeführt werden von der Bohrung IIk: Ansatz in Höhe 603,68 m NN.

Unter 0,2 m	Mutterboden
bis 5,2 m	grauer Riß-Grobkies
„ 10,0 m	Riß-Nagelfluh
„ 13,0 m	gelber Lehm der verwitterten Mindelgrundmoräne
„ 20,1 m	graue Nagelfluh des Mindelschotters
„ 25,2 m	etwas lehmige Nagelfluh
„ 29,0 m	braune Mindel-Nagelfluh
„ 30,0 m	brauner Lehm der Günz/Mindel-Warmzeit
„ 31,5 m	Günz-Nagelfluh
„ 33,0 m	mittelgrober Kies auf Flinz, erbohrt bis 33,5 m.

In 10 Bohrungen ist die Oberkante der Mindelschichten ziemlich gut gesichert, in 8 Bohrungen auch die Obergrenze der Günzschichten. Danach ließen sich die durchschnittlichen Mächtigkeiten wie folgt bestimmen:

9 m Riß-Ablagerungen,
18 m Mindelablagerungen,
6,7 m Günzablagerungen.

Im Königsgeräumt

wurden einige Besonderheiten festgestellt. So fand sich innerhalb der Rißablagerungen in Bohrung I 4 (Ansatz 586,2 m NN) unter lockerem Schotter zwischen 3,2 und 5,8 m Tiefe ein 2,6 m dicker brauner Lehm. Offenbar noch zum Riß gehörig liegt darunter wieder Nagelfluh. Unter ihr beginnt zwischen 9,1 und 19,1 m Bohrtiefe offenbar die interglazial tief verwitterte Mindelgrundmoräne mit braunem Letten und etwas Nagelfluh, unterlagert von etwas lehmigem Mindelschotter, bis bei 27,2 m Bohrtiefe 6 m Günzsand über dem Flinz beginnt. Der Sand könnte umgelagerter Tertiärsand sein.

Ein ähnlicher Fall zeigte sich in Bohrung I, wo sich unter Rißschotter und über Riß-Nagelfluh ein 0,9 m mächtiger, brauner Lehm einschaltet. Der Verwitterungslehm der Mindel/Rißzeit mißt hier nur 0,5 m.

Bohrung I: Ansatz in Höhe 586,38 m NN.

Unter	0,4 m	Waldboden (lehmig)
bis	2,2 m	Mittel- bis Grobkies des Riß
„	3,1 m	brauner, geröllführender Lehm
„	4,9 m	mittelgrober Schotter
„	10,7 m	Riß-Nagelfluh
„	11,2 m	brauner, geröllführender Lehm der Mindel/Riß-Zeit
„	18,4 m	Mindel-Nagelfluh mit Kies
„	20,6 m	Kies mit Nagelfluh
„	24,8 m	Mindelschotter
„	34,4 m	grauer Günzsand
„	35,0 m	Flinz.

Nahe dieser Bohrung brachte Bohrung I 4 (Ansatz in 586,2 m NN):

Unter	0	
bis	0,9 m	Waldboden (lehmig)
„	2,4 m	lehmiger Spätriß-Schotter
„	3,2 m	grober Riß-Schotter
„	5,8 m	brauner Frühriß-Lehm
„	9,1 m	Nagelfluh mit Geröll des Frühriß
„	11,7 m	harter brauner Letten der Mindel/Riß-Zeit
„	19,1 m	brauner Lehm mit Nagelfluh von Mindel-Grundmoräne
„	27,2 m	lehmiger, gegen unten mehr durchlässiger Mindelschotter
„	33,2 m	Günz-Sand
unter	34,0 m	Flinz.

Ich konnte nicht feststellen, ob es sich innerhalb der Rißschichten um normalen, lehmigen Verwitterungsboden *in situ* oder um eingespülten Verwitterungslehm auf sekundärer Lagerstätte handelt. Im ersteren Fall haben wir eine zeitlich-klimatische Untergliederung der Rißzeit. Wir haben ja in zahlreichen Fällen zwei wohl unterscheidbare Rißschotter-Terrassen in Oberbayern. Es blieb unklar, wieweit Geländebeobachtungen eine erhebliche, etwa interstadiale Klimaänderung bestätigen können.

Die beiden nachfolgenden Bohrungen lassen, falls die stratigraphische Einordnung zutrifft, ein weiteres Problem offen:

Bohrung II 3 (Ansatz in 589,45 m NN):

Unter	0,4 m	Waldboden (lehmig)
bis	6,0 m	Riß-Grobkies
„	9,9 m	Riß-Nagelfluh
„	15,70 m	brauner Lehm mit Nagelfluh der Mindel/Riß-Zeit
„	20,35 m	graue Mindel-Grundmoräne, darüber verwittert;

„ 28,40 m Mindel-Mittel- bis Grobschotter, gegen unten reiches Grundwasser führend
„ 33,40 m sehr sandiger Günzkies
„ 35,5 m grauer Günzsand
„ 63,5 m Flinz.

Bohrung II 4 (Ansatz 589,70 m NN):

Unter 0,4 m Waldboden
bis 6,10 m Mittel- bis Grobschotter des Riß
„ 10,40 m Riß-Nagelfluh
„ 11,90 m brauner Letten der Mindel/Riß-Zeit
„ 15,80 m graue Moräne
„ 17,10 m brauner Letten mit etwas Kies
„ 19,40 m graue Moräne
„ 20,10 m grauer Mindel-Letten
„ 21,80 m gelblicher Kies
„ 26,10 m gut Wasser-führender Schotter
„ 26,80 m brauner Günz/Mindel-Lehm
„ 27,40 m sehr sandreicher Günz-Kies
„ 35,70 m grauer Günzsand
unter 36,50 m Flinz.

In dieser letzten Bohrung zeigte sich, daß über Schotter bzw. grauem Letten der Mindeleiszeit eine ziemlich mächtige (in II 3: 10,4 m; in II 4: 9 m) Grundmoräne ausgebreitet ist. Im Fall der Bohrung II 3 sieht es so aus, als hätte die Mindel/Riß-Verwitterung die Grundmoräne nur 5,8 m tief verwittert. Im Fall der Bohrung II 4 wäre die Zeit dieser Verwitterung geteilt gewesen: Zuerst 1,3 m tief, und dann, nach langdauernder Eisrückverlegung und nachfolgendem Grundmoränen-Vorstoß in der neuen Grundmoräne erneut 1,3 m tief. Dies also in der langdauernden Mittel/Riß-Interglazialzeit.

Auch hierbei wäre es nötig zu wissen, ob jeweils eine bodenständige Lehmverwitterung oder nur eine Lehm-Einschwemmung geschehen ist. Ich nehme eher eine jeweilige Verwitterung *in situ* an.

In jedem Fall wäre eine Unterbrechung der Grundmoränen-Ausbreitung, das heißt also der Gletschereisbedeckung, durch eine Rückverlegung des Eisrandes vor sich gegangen — mindestens so weit, daß eine Lehmeinschwemmung möglich geworden war.

Bei Bohrung II 4 ist eine zweimalige, bei Bohrung II 3 nur eine einmalige Eisrand-Oszillation geschehen.

Nehmen wir an, es könnte nur ein- bzw. zweimal Lehm eingeschwemmt worden sein, so muß bedacht werden, daß Lehm bei einem weiteren Transport durch Wasser sortiert wird und nicht mehr als Lehm ankommen kann außer über Eisboden. Wie aber soll man eine nahe genug gelegene Verwitterungsdecke wahrscheinlich machen? Wir befinden uns ja noch im Bereiche einer — wie unsere ausgezeichneten Grabenaufschlüsse gezeigt haben — an kristallinem Geschiebe und an großen Blöcken reichen Jungmindel-Grundmoräne. Unser Beobachtungsgebiet war damals also noch nicht im äußeren Eisrandgebiet der Mindelvereisung. Denn die Randmoränen haben ja wegen der Gletscherrand-Oszillationen gegen oder über die Schmelzwasser-Schotterfelder üblicherweise eine Moränenschotter- oder Blockschotterfazies. Wie soll in einem so gearteten Grundmoränenraum ganz nah benachbart eine durch lange Zeit intensiv zu Rot- oder Kreßlehmmassen verwitterte Lieferzone gelegen haben?

Angesichts solcher Schwierigkeiten scheint die andere Vorstellung vorzuziehen zu sein, nach der damals der Jungmindel-Gletscherrand für lange Zeit so weit zurückgeschmolzen war, daß eine kreß- oder roterdige Wechselklima-Verwitterung möglich war. Und zwar wäre jenes Interglazialklima zweimal nach einem Grundmoränenvorstoß wirkungsvoll gewesen. Im Fall der nächstgelegenen Bohrung II 3 fiel eine erneute Grundmoränen-Ablagerung nur aus, besteht also eine Schichtlücke.

Die Konsequenzen für eine zweigliederige Klima-Entwicklung in der Mindeleiszeit, deren Zerschneidung durch eine eigene interglaziale Warm-Zeit von sehr langer Dauer, wäre um so schwieriger, je feuchtwärmer das eingeschaltete Klima gewesen sein muß. Und es sind doch gerade durch unsere unzweideutigen Wasserrohrgraben-Aufschlüsse nicht die geringsten Andeutungen für einen Zerfall des einheitlichen Mindel-Schotter- und Mindel-Grundmoränen-Ablaufes zu beobachten gewesen.

Demgegenüber erscheinen 2 noch dazu einander nächstbenachbarte Bohrergebnisse mit verschiedener Deutungsmöglichkeit viel weniger beweiskräftig. Zudem hatte ich keine Gelegenheit, die Bohrproben zu untersuchen bzw. analysieren zu lassen. Der Verdacht besteht, daß Bohrproben verwechselt wurden. —

Die gut einzuordnenden 10—13 Bohrergebnisse im Bereich des Königsgeräumts (Deisenhofener Forst) ließen folgende durchschnittliche Schichtmächtigkeiten ableiten:

für	Riß-Ablagerungen	10 m,
„	die im Mindel/Riß-verlehmte Grundmoräne	7 m,
„	den Mindelschotter	6 m,
„	die sandigen Günzablagerungen	8,6 m.

Eine vergleichende Übersicht über die derzeit besonders günstigen Beobachtungen soll die nachfolgende Tabelle ermöglichen.

Tabelle der Schicht-Mächtigkeiten (m)

Fundorte		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
m NN		605,7	580	607	610,54	608,8	610,3	608	590	573,6	603,7	586,38		
R/W-Boden		1–3		1–2	–	–	0,66	1–2	1	0,6	–	–	–	–
R-Schotter		0–3		6	0	0	17 Schott.	15 Mor.	12,5	25,8	15	2,2 (0,9 L) 7,6	9	10
Mindel	Grundm.-Lehm	5		4,7	M.-Löß 1–4	1–5 2	0	0–0,5 Lehm	0	0,5 Lehm	3	0,5 L	0	7
	Schotter	2,5	10,9 Schotter	17	0	0	>18	18	10	2	9	13,6	18	6
Günz	Grundmor.-Lehm	1–1,5 Orgel		13 Lehm	Unt.Löß 4	0	?	0,5–1 Lehm	2 Lehm	0	1 Lehm	–	–	–
	Schotter, Sand	>5		4	>4?	?	?	2–5	0	0	3	9,4	6,7	8,6
Flinz-Höhe mNN		?	568,47	572,5	?	2	2	560	551	545,2	570,68	552		

1 Gleißentalschwelle nahe Hochzonenbehälter } Schwelle
2 Bohrung 24 (Gleißental) }
3 Bohrung 1,8 km W Hochzonenbehälter. Teilsenke }
4 Laufzorn-Geräumt } Schwelle } Grünwalder Forst
5 Hompesch-Stierötz-Geräumt }
6 Isartal SO-Höhenrand } Senke
7 Isartal NW-Höhenrand }
8 Bohrung 2; Ludwigsgeräumt/Olympiastraße } Forstenrieder Park
9 Bohrung 6,1 km S Unterdill }
10 Bohrung II k, Schilchergeräumt }
11 Bohrung I „ } Nahe dem Spitzenwerk im Deisenhofener Forst Senke
12 Durchschnitt Schilchergeräumt }
13 Durchschnitt Königsgeräumt }

Als ehemalige Schwellengebiete — wenn auch nicht für die gesamte Pleistozän-Zeit — erweisen sich

1) 2) die Gleißentalschwelle mit ihren geringen Mächtigkeiten, auch bezüglich der Schotter; aus gleichem Grund

4) 5) die Laufzorn- und Stierötz/Hompesch-Schwelle

8) 9) die Teilschwellen im Forstenrieder Park.

Als ehemalige Niederungs-, vielleicht Teilsenkungsgebiete mit reichlichem Schotter mit meist gering erhalten gebliebenen Grundmoränen und schon vorhandenen bzw. reichlichen, oft sandigen Günzablagerungen die

3) Teilsenke zwischen den Schwellen im Wasserrohrgraben, die
6) 7) Isartalsenke mit ihrem wohl schon zur Rißzeit begonnenen Tal-Einschnitt, die Gruppengemeinschaft
10)-13) als breite Senkungszone im Osten der Gleißentalschwelle, reich an Schotter und mit reichlichem Günzsand.

Zählt man die Pleistozän-Mächtigkeiten der Schichten bis hinab zum Flinz einerseits auf den Schwellen, andererseits aus den Senken zusammen, so zeigt sich für die Füllungen der Senken eine rund dreifache Schicht-Mächtigkeit.

Die durchschnittliche Flinzhöhe in unserem engeren Beobachtungsfeld beträgt 570—565 m, jene der Senken 558 m NN.

Zur Wertung dieser Zahlen und zur paläogeographischen Entwicklung

Natürlich sind auch in diesem Falle die Mächtigkeiten der vertretenen Schichten nur die Rest-Mächtigkeiten der einst ausgebreitet gewesenen terrestrischen Sedimente. Wenn man sich daher fragt nach den wesentlichen Vorgängen, die sie erzählen, sowie nach der Zeit, während deren der hier erscheinende Unterschied von Schwelle und Senke geschah, so fehlt es bei einem Schluß allein aus dem heute übriggebliebenen Schichtbestand nicht an Schwierigkeiten. Jener Unterschied der Hoch- bzw. Tieflage kann keineswegs auf einen einzigen Akt bezogen werden. Er ist hier die Summe überwiegend mannigfacher exogener Vorgänge während des Pleistozäns.

Die bedeutendsten Mächtigkeiten stellen nicht die Moränen, angeschleppt vom Gletschereis — von den Lößablagerungen ganz zu schweigen — oder gar von den für Dezimierung sorgenden Verwitterungsgebilden. Vielmehr sind es in unserem Raume die Schmelzwasser-Schotter — die des anrückenden oder des oszillierenden bzw. zurückschmelzenden Gletschers; weniger zur Günzzeit als zur Mindel- und Rißzeit. Die Aktionen der Warmzeiten erschöpften sich mehr durch Verwitterung und Erosion mit Umlagerung der glazialen Sedimente und Verformung von derem Relief — wie wir das heute auch erleben. Der Material-Antransport aus dem Gebirge war während der Eiszeiten ungleich großzügiger.

Gleiches ist auch zu sagen von der Reliefgestaltung, die glazial und periglazial nicht so linear, sondern breiträumig verlief. Das betrifft daher auch den von uns trotz aller anderweitigen Vorgänge unzweideutig feststellbaren Gegensatz von Schwellen- und Senken-Bildung.

Schon die mäandrischen Gestalten der Schotter- oder Sand-erfüllten (zugleich Grundwasser-erfüllten) Reliefsenken des weichen Flinzuntergrundes sind dem wechselvollen Hin und Her der in diesem erodierenden Schmelzwässer der ersten Eiszeit, zusammen mit periglazialen Eisboden-Verflachungen zu danken. Auch die späteren Schotter, seien sie locker oder zu Nagelfluh verfestigt, liegen in breiten, nicht in linear-zwischeneiszeitlich eingeschnittenen Talungen. Außer von den diese Schotter bringenden Gewässern wurden sie von dem ausschürfenden und ausgrabenden Stromstrich der Vorlandgletscher als Zungenbecken geschaffen. Noch alluvial herrschen in den ehemaligen Vereisungsgebieten die während der Eiszeiten immer neu verformten und geformten, also glazialen Gestalten.

Von einem Vorgünz-Gletscher, der den Sanden und ziemlich dünnen Günzschottern schon Breitsenken dargeboten hätte, erfahren wir in unserem Würm-Isargletscherbereich nichts.

Wohl aber hat — wie wir wissen — über Flinz, Sanden und Schottern der Altgünzzeit eine Junggünz-Grundmoräne Platz genommen — ohne Zweifel unter kräftiger Exaration

und Abräumung bzw. Umlagerung von Flinz oder Altgünz-Sediment. Wir kommen auf diese wichtige Frage noch auf S. 153 zurück.

Die Zungenbecken des Günzeises wurden gefüllt durch die Altmindelschotter, nachdem die Günzgrundmoräne während der Zeit der warmfeuchten Interglazialklimas weich verwitterte und frühmindel-periglazial verflossen war. Als frühmindel-periglazial hat auch der Untere Löß zu gelten. Auch er formte mit geringen, aber weitausgedehnten Mächtigkeiten die damaligen Reliefgestalten nach und wurde offenbar entkalkt zu Lößlehm während der feuchtkalten Zeit des schon subglazialen Klimas.

Dem folgte das Glazialklima, dessen Folge die ihrem Vorstoßschotter nachrückende Spätmindel-Grundmoräne war. Wenn sich unter dieser fast überall noch der Untere Lößlehm erhalten konnte, wie unsere Rohrgrabenaufschlüsse bewiesen haben, so ist damit erkennbar, daß sich die Spätmindelgrundmoräne eingelagert hat in die vorgegebenen Reliefformen. Dies geschah auf den Schwellen. In den Senken gibt es keinen Lößlehm mehr, auch fast keine Grundmoräne mehr und nur noch spärliche Reste von Verwitterungslehm.

Hieraus ist zu schließen, daß auch eine gewisse Konstanz der Senken, nicht nur der Schwellen, die Zeit der interglazialen Verwitterung, Erosion und Umlagerung überdauert hat. In den Senken wurden durch die mäandrierenden Vorstoß-Gewässer des feuchter und kühler werdenden Klimas der herannahenden Rißeiszeit gleichzeitig mit der Entkalkung der Lösse auf den Schwellen die Moränen nach ihrer Mindel/Riß-Verwitterung ausgeräumt: die Moränen des vorher Senken vertiefenden Jungmindel-Gletschereises. Es wurden bis auf Lehmreste auch die Verlehmungsrinden des Mindelschotters beseitigt. Geologische Orgeln der Mindeleis-Basis wurden fast alle weggeräumt. Solche fanden wir daher nur noch auf den Schwellen. Die Schmelzwässer vor den vertieften Senken der anrückenden Rißgletscher-Front wurden ebenso überblasen mit dem Lößstaub des glazialen Hochdruck-Windes wie die noch vorhandenen Grundmoränen auf den Schwellen. Das nasse Klima brachte die entkolkenden Niederschläge. Der Löß wurde zum Mittleren Lößlehm.

Wieder schwollen, jetzt im Jungriß, die alpinen Schnee- und Gletschermassen maximal an. Das Rißeis floß mit seiner Moränenlast weit hinaus und schloß sich zu mächtigen Vorlandeis-Kuchen zusammen. Wieder war in den durch die ausräumenden Vorstoßschotter vertieften Senken natürlich der Hauptstromstrich des hier am mächtigsten gewordenen Gletschers am kräftigsten ausräumend tätig. Aus diesen Zungenbecken wurde ein großer Teil des Vorstoßschotters herausgeschoben. Die Grundmoräne wurden ausgewaschen und mit diesen Schottermassen zu dem lehmig-mergeligen Zwitter von Schottermoräne und Vorlandschotter.

Die geringste Ausräumkraft besaß das dünnste Eis auf den Schwellen, auf welche schon vorher nur wenig Schotter durch wenig ausräumende Randgewässer gelangt waren.

Man sieht eine Art Selbstverstärkung primär schon angelegter Unterschiede zwischen Schwelle und Senke. Trotz mancher gegenteiliger Vorgänge konnte sich doch dieser Gegensatz ziemlich ortsfest durch die Warmzeiten fortentwickeln.

Anscheinend erlahmte aber einmal die klimatische Überernährung der Jungriß-Gletscher. Sie schmolzen zurück während einer warmen Inner-Interstadial-Zeit. Darauf dürften die S. 143 mitgeteilten Bohrergebnisse I und I 4 hinweisen. Sie werden die bekannten zwei großen Rißterrassen stadial begründen helfen. Ob wir S. 144 für die nicht einheitliche Jungmindel-Vereisung aus dem Bohrprofil II 4 auf eine wohl kürzerdauernde, jedoch auch eine Bodenentwicklung zweimal erlaubende Interstadial-Zeit schließen können, ist wenig gesichert.

Auch das Rißeis schmolz ab, ganz zurück in die hohen Gebirgskare. Das chemisch scharf verwitternde, warmfeuchte Wechselklima überschritt aus dem mediteranen Raum und vom

atlantischen Bereich her das Gebirge. Kreßfarben und rotlehmig verwitterten die Rißgrundmoränen, die Rißschotter und Schottermoränen während der Riß/Würm-Interglazialzeit. Wieder kündigte der Eiswind-Löß, anschließend verlehmt zum Oberen Lößlehm, das Herannahen des zuerst mehr kalttrockenen, dann wieder feuchtkalten Klimas an. Wieder steigen, wie vor der Mindel- und vor der Rißeiszeit die Fahnen der verlehmten Grundmoränen auf den Schwellen kryoturbat empor in den Lößlehm. Der periglaziale Eisboden hinterließ seine, die Eiszeit vorbereitenden Strukturen und Verflößungen.

Die Würmvorstoßschotter waren in unserem Beobachtungsraum minimal. Über alle lokalen und zeitweise abweichenden Vorgänge hinweg sehen wir aus dieser paläogeographischen Entwicklungsgeschichte einen großzügigen, teilweise auch anderwärts erkennbaren Gang der Ereignisse. Wir fassen ihn noch S. 159 f. zusammen. Vorher sollen Stichproben auf Grund anderer neuer Beobachtungen im S und SO die weitere Verbreitung unserer Beobachtungen darlegen.

III. Weitere neue Aufschlüsse über das vorwürmische Pleistozän

Die ausgezeichneten, fortlaufenden Aufschlüsse in dem südlich von München vollständigen Pleistozän-Profil, verbunden mit der bedeutenden Zahl der gleichfalls durch die städtischen Wasserwerke von München ausgeführten neuen Bohrungen regen die Frage an, wie weit im Alpenvorland gebirgswärts ähnliche oder doch zusammenpassende Beobachtungen möglich geworden sind. Auch diesbezüglich helfen uns neue Aufschlüsse, die ich zusammen mit G. Haber untersuchen konnte. Zudem wird uns das unweit nördlich von dem Wasserrohrgraben am Isartal schon bekannte Wandprofil des Klettergartens der Münchener Bergsteiger einen interessanten Vergleich mit den Bohrergebnissen im anschließenden Forstenrieder Park liefern.

1. Der Klettergarten

am westlichen Isartal-Steilhang liegt nächst südlich eines Elektrizitätswerkes. Als geübter Kletterer hatte Herr Dr.-Ing. G. Haber genaueste Kenntnis von der sich hier erhebenden Nagelfluhwand. Sie mißt etwa 20 m.

Bei einem gemeinsamen Besuch wies er hin auf die deutliche Zweiteilung der dortigen Nagelfluh: Deren unterer Teil ist sehr massiv verkittet und von zahlreichen Klüften durchsetzt. Diese enden etwa in der halben Wandhöhe nach oben an einer waagrechten Wandfuge. An ihr sieht man einen etwa bis 1 m mächtigen braunen Verwitterungslehm, der seitwärts auskeilt. Die Nagelfluh darüber ist weniger dicht verkittet, auch fehlen ihr die Klüfte von unten. Es herrschen mehr waagrechte Bankfugen.

Es entspricht unseren Erfahrungen an dem südlich benachbarten Wasserrohrgraben, daß man hier zwei verschieden alte, durch eine interglaziale Verwitterungszeit voneinander getrennte, zementierte Schotter vor sich hat. Es ist die Fortsetzung der Günz-Nagelfluh unten und der Mindelnagelfluh oben, nämlich der älteren und der jüngeren Deckenschotter. Der Verwitterungslehm dazwischen ist der Rest der Günz/Mindel-interglazialen Verwitterungszeit. Die Zementierung der Günznagelfluh und deren Zerklüftung dürfte bereits vor diesem Interglazial fertig gewesen sein. So versteht man den Mangel der Klüfte oben.

Weil unsere Bohrungen im anschließenden Forstenrieder Park im Gegensatz zu der massiven Klettergartenwand bedeutend weniger Nagelfluh angetroffen haben, seien hier allgemeinere Bemerkungen zur Nagelfluh-Bildung angefügt.

Zur Nagelfluh-Verkittung

Westlich des Isartaleinschnittes, also westlich von Pullach—Höllriegelskreuth erlaubten die Wasserbohrungen bis hinab zum Flinz die Fortsetzung der Günz- und Mindel-Deckenschotter zu kontrollieren. Aber die massive Klettergarten-Wandplatte fand sich hier nicht.

In der 1,2 km westlich vom Klettergarten ausgeführten Bohrung Nr. 4 fand man bis zum Flinz hinab keine Nagelfluh! Außer der Rißnagelfluh-Teilbänke in den Bohrungen 1, 8 und 9 enthielten die Mindelschotter der Bohrungen 1—3, 5, 7—9 und 11 noch die meiste Nagelfluh, durchschnittlich in jeder Bohrung 8,2 m Nagelfluh. Dagegen hat die im Klettergarten besonders hart zementierte Günznagelfluh in den sämtlichen 12 anderen Bohrungen keine Nagelfluh-Vertretung im Günzschotter!

Von zu wenig orientierter Seite liest man oft, die zu große Menge der Deckenschotter-Nagelfluh erschwere gegen unten zum Flinz hin eine Wassergewinnung aus dem Grundwasser sehr stark. Diese falsche Ansicht kann nur von der Oberflächen-Verbreitung der Nagelfluh herrühren. Unsere Erfahrungen, auch in den anderen Teilen der großen Münchener Schotterebene, beweisen das Gegenteil. Gerade die mit den basalen Pleistozänschottern gefüllten breiten Furchen auf dem Flinz führen den Grundwasser-Haupthorizont. In diesem meist der Günzzeit angehörenden Schotterniveau hat man ein CO_2-Ca-Gleichgewicht und keinen Anlaß zur Kalkzementierung im Grundwasser. Keineswegs für den Untergrund des Forstenrieder Parkes allein gilt dies, sondern in gleicher Weise für alle durch Bohrungen gut bekannten Gebiete unserer Schotterebene wie nach G. Haber 1959, S. 9 und 38 auch für das Mangfalltal am Taubenberg: die massive Nagelfluhverkittung an den durchlüfteten Talhängen, besonders auch mit Deckenschotter, kann sich sehr rasch — seitlich und vertikal — innerhalb der Talrandzonen verlieren.

Die Nagelfluh ist folglich kein Leitgestein, das höheres Schotteralter beweisen könnte. Auch diese alte Erfahrung muß noch immer in Erinnerung gebracht werden. Dazu gehört die Erfahrung, daß die Tal-nahe Ent- und Be-Lüftung (L. Reuter 1938, S. Klein 1940 u. a.) bei kalkreichen Schottern eine beschleunigende Nagelfluhbildung zur Folge haben kann.

Die auch bei meinen Kartierungsarbeiten in verschiedenen Klimazonen immer wieder beobachtete Begünstigung der Nagelfluh-Verkittung dort, wo über einem Kalkgeröllreichem Schotter eine kalkreiche Moräne liegt und verwittert, bestätigt sich ebenso (Fr. Weidenbach 1937; S. Klein 1940 u. a.). Denn der zerreibende Eistransport in Kalkgestein-reichen Moränen erzeugt ja Mehl, Schlamm (Gletschermilch!) in großer Menge. In dieser Zerkleinerung ist der Kalkgehalt durch CO_2-haltiges Wasser leichter auflösbar; es versickert mit ihm in durchlüfteten Schotter und verkittet diesen sofern hier wenigstens zeitweise Wasser und CO_2 entweichen können.

Besonders umfangreiche Kalkmengen müssen den Jungmoränen der Jung-Günz- und dann der Jungmindelzeit nachfolgend interglazial entzogen worden sein durch das feuchtwarme Wechselklima. Wenn uns daher die oft besonders massive Zementierung des Altmindelschotters unter der nun entkalkten Jung-Mindelmoräne auffiel, so erscheint dies wohl verständlich. Auch der Löß ist entkalkt.

Andererseits kann aus dem Mangel jeder Nagelfluh-Zementierung des Günzschotters — nicht unter der Junggünzgrundmoräne im Wasserrohrgraben zwischen der Gleißentalschwelle und dem Isartal, wohl aber unter dem Forstenrieder Park — darauf geschlossen werden, daß eben dort keine Junggünz-Grundmoräne am Außenrand mehr abgelagert worden war. Sie fehlt dort in den Bohrprofilen. Dagegen ist darin Mindel- und Riß-Moräne über Mindel- bzw. Riß-Nagelfluhen festgestellt.

Diese Umstände wiederholen sich auch im Untergrunde des Deisenhofener Forstes, wo die zahlreichen Bohrergebnisse im weiteren Bereich des Spitzenwerkes in den meist sandigen Ablagerungen der Günzzeit keine Zementierung erkennen ließen. Außerdem liegt ja in diesem Stockwerk seit alters über dem Flinz das Hauptgrundwasser, welches offenbar die Kalkausscheidung überwiegend verhindert. Wenigstens darüber hätte eine starke Zementierung stattfinden können, doch wurde hier nur wenig Nagelfluh beobachtet.

2. Das ältere Pleistozän in den neuen Straßenbau-Aufschlüssen südlich von Icking

Westlich über dem Isartal an der Isartalbahn, 27 km im S von München, wurde nahe südlich des Dorfes Icking 1962 die Bundesstraße verlegt, verbreitert und unter dem Eisenbahngeleis durchgeführt. Bis über 10 m tiefe Einschnitte in das flachwellige Jungmoränen-Gelände konnten dabei 250 m im S der Ickinger Kirche beginnend bis zum Waldrand geologisch untersucht werden. Abb. 8 zeigt, daß auch hier im NNO-Hauptteil dieses Profils

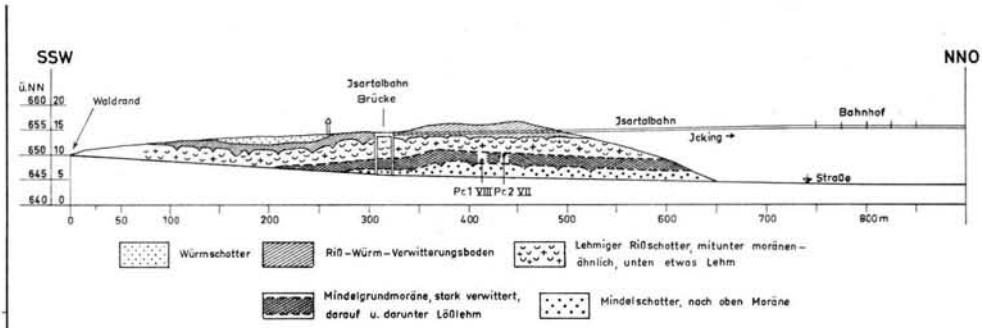


Abb. 8. Die durch die Straßen-Verlegung südlich von Icking (Abb. 2) entstandenen neuen Aufschlüsse. 19. IV. 1962. G. Haber bemerkte sie rechtzeitig.

wieder bis 2 m Mindelschotter sichtbar wurde, der mit schön gekritzten Geschieben auf seine Eisrandnähe bzw. auf seinen Übergang in Mindel-Schottermoräne schließen ließ. Nur wenig kristalline Geschiebe sind darin zu sehen. Darüber liegt ein nur dünner und gegen die Eisenbahnbrücke zu auskeilender Lößlehm (Probe VIII), bedeckt von einer

bis über 1 m mächtigen Grundmoräne, stark braunrot verwittert und mit vielen Steinen. Sie ist normal überlagert durch

0,7 m braunen, degradierten („Mittleren") Lößlehm (Probe VII) mit MnO_2-Belag auf den steilstehenden Kluftflächen, sowie mit einer Dachschicht von

0,5 m braunem, sandig-kiesigen Lehm. Noch höher folgt eine im SSW

bis 3 m mächtige Rißschotterschicht. Auch dessen reichliche gekritzte Gerölle (mit viel Kristallin) zusammen mit stark erdiger Verschmutzung bestätigt den Übergang zu einer Schottermoräne. (Oben.)

Der typische, chemisch kräftig verwitterte, aufliegende Boden der Riß/Würm-Interglazialzeit mit fetter Konsistenz und rötlichbrauner bis Kreß-Farbe wird schließlich nur noch von einer

dünnen Lage frischen, seicht verwitterten Würmkieses bedeckt.

In Abb. 9 ist diese Schichtfolge zu einem Sammelprofil vereinigt.

10,5—11,3 km liegt unser Profil Abb. 9 SSW von der Stelle, an der das Isartal von unserem Wasserrohrgraben gequert wird, oder 12,6 km SW von dessen Kreuzung des Gleißentales (Abb. 1; Tafel I). Unsere dort bereits 1/2 Jahr vorher gewonnenen Beobachtungen erleichtern die Deutung des Ickinger Profiles sehr. Denn die Faziesfolge ist in beiden Gegenden weitgehend dieselbe. Die Analyse der gesammelten Proben in beiden Gebieten wird in einer getrennten Publikation besprochen (E. C. Kraus 1965).

Die geringe Mächtigkeit des Rißschotters, der auch bei Icking eisrandnah ist, spricht wieder dafür, daß auch hier ein für Schwellen typisches Schichtprofil vorliegt. Eine fast 12 m tiefe Ausschachtung bei der Suche nach einer Abwasser-aufnehmenden Kiesschicht an einem Haus-Neubau, welcher in Icking bei rd. 680 m NN über der früheren Kiesgrube liegt, ergab bis rd. 674 m NN eine kreßfarbig verwitterte Moräne, darunter Kreßlehm wahrscheinlich der Riß/würm-interglazialen Zeit. Ich halte diese hochgelegene Moräne für eine ungewöhnlich stark mit letztinterglazialem Lehm überfütterte Würm-Grundmoräne.

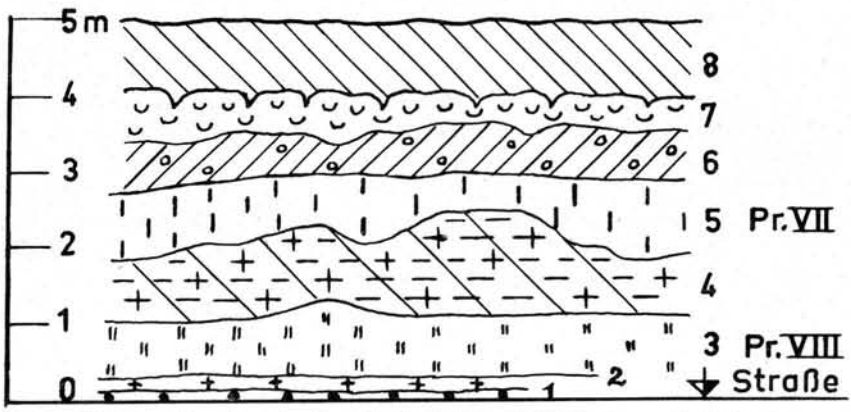


Abb. 9. Profil neben der Isartalbahn-Brücke südlich Icking. 19. IV. 1962.

1 Über 0,1 m gelbe Moräne, seitlich übergehend in grauen, lehmigen Moränenkies; über Mindelschotter 1 a
2 0,2 m rotbraun verwitterte Grundmoräne
3 1,2 m brauner, „Tieferer Lößlehm" degradiert mit MnO_2-Belag auf steilen Kluftflächen. Von hier Lößlehm-Probe VIII
4 1,5 m braunrot verwitterte, geröllführende Grundmoräne; Spätmindel
5 0,7 m brauner „Mittlerer Lößlehm" (Frühriß) von hier Lößlehmprobe VII
6 0,5 m kräftig brauner, sandig-kiesiger Lehm
7 0,2—2 m lehmigverschmutzter Rißschotter mit Übergängen zu Moränenschotter. Darüber
8 —3 m Riß/Würm-Verwitterungsboden, bedeckt von etwas Würmschotter.

Daß südlich von Icking — anders als in den langgestreckten Aufschlüssen des Wasserrohrgrabens — eine dünne Lößlehmschicht unmittelbar über Mindelschotter liegt (Probe VIII), mag sich damit erklären, daß hier der Gletscherrand bereits über ein lößbedecktes Vorland vorgerückt ist. „Mittleren Lößlehm" fanden wir als Probe VII über der Jungmindel-Moräne auch im großen Wasserrohrgraben.

Unter ihr liegt hier der „Untere Lößlehm" unmittelbar über der verwitterten Junggünz-Grundmoräne. Beide Lößlehme stammen offenbar aus der beginnenden Mindeleiszeit als bei Icking, also i n n e r h a l b des im Wasserrohrgraben abgebildeten pleistozänen Randprofils, bereits ein erster Fluvioglazialschotter die Günzgrundmoräne bedeckt hatte, welcher außen, SW Laufzorn (im W der Bohrung 1 von Tafel I) noch nicht auf die Laufzorner Schwelle emporgreifen konnte. Da klimatisch die Löß-bildende Staubsteppenzeit wohl nicht zu einer Zeit der daneben vorstoßenden Fluvioglazial-Schotter paßt, wird man die sedimentären Produkte dieser Zeiten als von getrenntem Alter stammend ansehen müssen.

Eine andere Abweichung von unserer randlichen Profilreihe im Wasserrohrgraben ist der Fund der Schicht 6 in Abb. 9, also von ½ m kräftig braunem, sandig-kiesigem Lehm. Diese dünne, nur nahe der Isartalbahn-Brücke beobachtete Zwischenlage scheint ein kryoturbat vom „Mittleren Lößlehm" entblößt gewesener, vorher schon verwitterter Oberteil der Jungmindel-Grundmoräne zu sein. Er dürfte auf Frühriß-Eisboden abgeglitten sein. Ein größeres Beispiel dieser Art wurde bereits im Wasserrohrgraben bei „5", Tafel I beobachtet.

Die Bedeutung der Rißablagerungen für die Würmzeit

Es sei hingewiesen auf die immer zahlreicher werdenden klaren Aufschlüsse, die bei den vielen Neubau-Gründungen in München zu beobachten waren und noch beobachtet werden können. Nicht allein im Forstenrieder Park wird die Hauptebenheit der Oberfläche nach Ausweis unseres langen Wasserrohrgrabens keineswegs durch die meist dünnen und ganz fehlenden Würmsedimente gebildet, sondern durch die Oberfläche der Rißschotter und deren letztinterglazialen Verwitterungslehm bzw. durch ältere Sedimente. So sah im süd-

lichen München bei der Boschetsrieder Schule schon F. MÜNNICHSDORFER 1922, S. 129, Deckenschotter, der bei Kanalarbeiten mit 5 m tiefen geologischen Orgeln aufgeschlossen wurde. Unweit nördlich davon in Mittersendling bildet die Terrassenebene nicht Niederterrassenschotter, sondern Riß-Hochterrassenschotter. Das beweist dessen dort klar aufgeschlossener Verwitterungslehm. Durch eine Flachbohrung wurde in Solln bekannt, daß hier sogar der Flinz beinahe die Erdoberfläche erreicht. Gleiches zeigte kürzlich der Kelleraushub für einen Neubau an der Sendlinger Straße: Flinz 2 m unter der Straßenhöhe.

Es sind heute dank der sehr regen Bautätigkeit schon genug Beobachtungen bekannt, nach denen mindestens die Riß-Hochterrasse, aber nicht der so oft ganz fehlende Niederterrassenschotter mit seinen z. T. angeblichen Stufen die Hauptformung des Gegenwartsreliefs — nicht allein in der weiten Münchener Umgebung, sondern weithin in Oberbayern — hinsichtlich des Schichtbestandes beherrscht.

Gewiß wurde noch nach der Rißzeit stark erodiert, wurden jüngere Talrinnen gefunden, sind Rißzeit-Formen aus wenig bestandsfähigem Material periglazial eingeebnet, und schmücken die Drumlins und Endmoränen der letzten Eiszeit die Landschaft.

Aber wenn man genügend tiefe Einblicke durch Bohrungen oder tiefe Einschnitte gewinnt, so zeigt sich, daß das heutige Volumen unserer Jungendmoränen zum großen Teil stofflich bereits vorwürmisch dagewesen ist. Das Würmeis hat es wenig vermehrt und zur Hauptsache Rißsediment nur neu geformt. Die Hauptelemente der letzten Eiszeit dürften weniger Moränen, als die altwürmischen Schottermassen bei uns gewesen sein.

In der hohen exogenen Bedeutung der Riß- und Riß/Würm-Zeit scheint im übrigen eine gesteigerte Rührigkeit der endogenen Kräfte besonders während der beiden letzten Interglazialzeiten zum Ausdruck gekommen zu sein.

IV. Bohrergebnisse in der Schotterebene südöstlich vom Gleißental

9 km im SO des Kreuzpullacher Hochzonenbehälters liegt das Dorf Arget („A" in Abb. 2). Zur Wassergewinnung für München wurde von da aus in östlicher Richtung eine Reihe von Bohrungen bis auf den Flinz ausgeführt, bis in den Hofoldinger Forst hinein.

Wir sind hier in der breiten, unterirdischen Talung der östlichen Schotterebene, welche — wenn auch etwas tiefer als im NW beim Deisenhofener Spitzenwerk — erhebliche Grundwassermengen birgt. Die typische Eigenschaft der flachen Senken während des Pleistozäns ist auch hier verwirklicht: Mächtige Schottermassen wurden nacheinander, zwischen Zeiten der weiteren Senken-Vertiefung und -Ausräumung, während der zumeist glazialen Klimaabschnitte übereinandergeschüttet. Es fehlt an interglazial tief verwitterten Moränen oder Schottern, wie sie die der Verwitterung länger ausgesetzten Schwellengebiete kennzeichnen.

In dieser breiten S-N-Talung des Untergrundes konnten die Schmelzwässer zu Beginn der verschiedenen Eiszeiten zuerst ausräumen und dann zufüllen. So fehlen auch hier Böden und Lößdecken fast ganz. G. HABER bearbeitete die Bohrungen geologisch.

Bohrergebnisse östlich Arget

Bohrung 23. 3,1 km östlich Arget; Ansatzhöhe 637,63 m NN.

0 bis 0,4 m brauner, kräftig verwitterter Geröll-Lehm des Riß/Würm;
„ 2,5 m mergeliger Kies, gegen oben größere Steine
„ 9,8 m sehr mergeliger Kies, grau
„ 10,4 m vermergelter grauer Grobsand mit wenig Schotter
„ 22,0 m bis 30 cm große Steine, Schotter sehr vermergelt, Mergel-Nester
„ 22,4 m Sehr harte, stark vermergelte Mindel-Nagelfluh, gelbgrau
„ 23,9 m gelbe Grundmoräne, etwas Geröll, viel Mergel
„ 26,4 m Grundmoräne, grau und hellgelb, Nagelfluhstücke, viel Mergel
„ 29,6 m dichtverkittete Nagelfluh, Steinmergel, gelbgrau, z. T. mehlig zersetzte Gerölle

„ 30,5 m Mergel-Grundmoräne, gelbockerfarbig, einzelne gekritzte Geschiebe
„ 35,0 m Nagelfluh, dicht, wie 26,4—29,6 m tief
„ 36,1 m hellgraue bis bräunliche Grundmoräne
„ 39,8 m hellgraue, dicht versteinte Nagelfluh
„ 40,2 m gelblich-hellgraue Grundmoräne, Mergel-reich, Steine bis 18 cm groß
„ 41,0 m gelbgraue, ockerfarbig gefleckter Tonmergel; braust noch mit verd. HCl; Günz/Mindel-Zwischeneiszeit
„ 48,8 m hellgrau-gelbliche, mergelige Moräne mit Kies, Steine bis 14 cm; auch Nagelfluh
„ 49,5 m hellgrauer bis ockergelber mergeliger Kies; Steine bis 10 cm
„ 52,1 m grauer Günzschotter, Steine bis 12 cm; kleine Mergel-Nester. Ab 50,15 m (587,5 m tief) Grundwasser;
„ 56,0 m mergelreicher, grauer Sand, wenig Schotter, einige Steine bis 10 cm. Mergel-Nester
„ 56,8 m grauer Grob- und Mittel-Sand; etwas Feinkies, kaum vermergelt
„ 61,6 m blaßblaugrauer, oben sandreicher Schotter. Steine bis 20 cm
„ 64,7 m hellgrauer Schotter, Steine bis 15 cm; kaum vermergelt
„ 65,2 m dichtverkittete Nagelfluh mit Steinen und Grobkies
„ 68,0 m Nagelfluhlinsen wechseln mit hellgrauem Schotter, Grobsand
„ 69,1 m Flinzmergel-Ton, gelb und ockerfarben (569,63 m NN).

Bohrung 28: 900 m östlich Arget. Ansatzhöhe 644,81 m NN.

0 bis 0,75 m graubrauner, humoser Lehm
„ 11,0 m hellblaugrauer Rißschotter mit vielen bis 20 cm gr. Steinen, vermergelter Sand
„ 13,9 m braungelber, staubsandiger Lößlehm, glimmerhaltig; einzelne zersetzte Gerölle: Mindel/Riß-interglazial
„ 14,9 m gelbbrauner Lehm, oft mit Geröllen. Gegen unten sehr dicht verkittete Nagelfluhlinsen mit Steinen
„ 15,5 m gelblich-ockerbrauner Mergel mit Steinmergel-Einlagen, wenig grobe Gerölle
„ 18,1 m hellgraue, grobe Steine-führende Nagelfluh sehr dicht verkittet; Steine
„ 19,5 m brauner Lehm in einem Loch von dichter Mindel-Nagelfluh, grobgeröllig, große Steine
„ 43,2 m dicht verkittete Nagelfluh wechselt mit 8 Steinmergelbänken
„ 43,5 m hellgraue Grundmoräne
„ 44,1 m wohl Grundmoräne mit Kies und Steinen bis 10 cm, hellgrau, sehr dichte Nagelfluh
„ 44,4 m braungelbe Grundmoräne. Steine bis 20 cm groß
„ 44,7 m graue, dichte Nagelfluh, grobgeröllig
„ 46,5 m braungelbe Grundmoräne, Steine bis 20 cm
„ 46,9 m Nagelfluh
„ 51,2 m braungelbe Grundmoräne, Steine bis 20 cm
„ 55,4 m hellbläulichgrauer, mergeliger Schotter, einige Steine bis 20 cm. Grundwasserspiegel bei 54,3 m (590,5 m NN)
„ 56,6 m dsgl., wenig vermergelt; viel Steine bis 30 cm groß
„ 61,8 m hellbläulichgrauer Grobkies, viel Steine bis 15 cm, stellenweise dichte Nagelfluh
„ 68,4 m Günz-mittel- bis feinkiesiger Sand, grau, vereinzelte Steine bis 12 cm
„ 69,1 m graubläuliche, grobgeröllige Nagelfluh. örtlich dicht
„ 69,3 m schwach mergeliger, grauer Sand, wenig Mittel- bis Feinkies
„ 71,4 m hellbläulichgrauer Schotter und Sand, etwas dichte Nagelfluh
„ 72,1 m schwachmergeliger grauer Sand, wenig Kies; eingelagert bis 4 cm starke, grobkörnige; Sandsteinbänke
„ 73,1 m grünlichgrauer ockerig gefleckter grobsandiger Ton, etwas Glimmer: Flinz (572,71 m NN).

Diese beiden in W—O 2,2 km voneinander liegenden Bohrungen zeigten unter dem typischen Riß/Würm-Verwitterungsboden bis 24 m tief (615,6 m NN) bzw. 11 m tief (633,8 m NN) Rißschotter aufgeschlossen. Größere Steine und erheblicher Mergel-Gehalt sprechen auch hier für eisrandnahen Kies.

Die Rißbasis dürfte in Bohrung 23 erkennbar sein durch das Erscheinen der nicht für Riß, sondern für Mindel- und Günznagelfluh bezeichnenden sehr hart, also dicht zementierten Nagelfluh (vgl. oben!) In Bohrung 28 ist sie durch die fast 5 m mächtige Zwischenschaltung von gelbbraunem Verwitterungslehm mit stark zersetzten Geröllen gekennzeichnet.

Während in Bohrung 23 dem Riß-Sediment abwärts alsbald die dichte, massive Mindelnagelfluh mit Grundmoräne folgt, schaltete sich in Bohrung 28 erst noch, 7 m mächtig, eine Serie von Lößlehm, gelbem und braunem Verwitterungslehm oder „Mergel" mit Steinmergel- und Nagelfluhbänken ein. Hier blieb also aus der langdauernden Mindel/Riß-Zwischeneiszeit ein erheblicher Sedimentrest übrig. Die tiefere, harte Mindelnagelfluh wechselt hier mit reichlich Grundmoräne, die wir in unseren nördlicheren Profilen noch nicht unverwittert kennen. Immerhin zeichnet sie sich in beiden Bohrungen aus durch ihre gelbbraune Verwitterungs-Lehmfarbe. Aber man vermißt doch hier im SO der breiten, vorwiegend Schottererfüllten Mindel-Talung die intensiv chemische Verwitterung der dünnen Grundmoränen wie wir sie — gleichzeitig entstanden — auf unseren Schwellenzonen der Mindel- und Nachmindelzeit beobachten konnten. Im SO waren wohl diese Grundmoränen, die Senke füllend, erheblich mächtiger. Daher konnten die in der Talung zunächst ausräumenden Schmelzwässer allein den tief verwitterten Oberteil der Grundmoräne entfernen, aber nicht die intakteren, tieferen Grundmoränen-Schichten.

Die Günz/Mindel-Interglazialzeit dürfte schließlich angezeigt sein durch diesmal in Bohrung 23 (zwischen 41 und 49,5 m Tiefe) erhaltene, ockergelbe Mergel mit einem Zwischenspiel von mergeliger Moräne mit etwas Nagelfluh. Ein Rest jener ersten Warmzeit mag in Bohrung 28 durch die gut 4 m mächtige braungelbe Grundmoräne dargestellt sein, welche ihre Lehmfarbe wohl verdankt aus der Gletscher-Aufbereitung von verwittertem Sediment der Günz/Mindel-Zwischeneiszeit.

Gut gekennzeichnet scheint uns wieder in beiden Bohrungen die Günz-Eiszeit. Denn der Sandreichtum, den wir für diese Zeit auch schon in den Spitzenwerk-Bohrungen des Deisenhofener Forstes gegen unten so auffallend kennen lernten, kehrt auch hier wieder: In Bohrung 23 beginnt er — betrachtet gegen unten zu — 52,1 m tief, also bei 585,5 m NN, in Bohrung 28 61,8 m tief, also bei 583,0 m NN.

Sehr bezeichnend für die diagenetisch so oft stark zementierten Bänke des Altpleistozäns sind auch hier in beiden Bohrungen die angetroffenen Nagelfluh- und Sandsteinbänke (vgl. oben!).

Die pleistozäne Schichtmächtigkeit steigt allgemein unter der Schotterebene gegen S.

V. Über das Flinzrelief

Die vielen, gelegentlich der Wassersuche durch die Städtischen Wasserwerke Münchens ausgeführten Bohrungen — von den Versuchen mit der geoelektrischen Methode sei hier abgesehen — wurden durch die Erdölfirmen bei der Erdöl- und Erdgas-Prospektion an Zahl noch weit übertroffen. Die seismischen Erkundungen machten es jeweils nötig, bis auf die Flinzoberfläche hinabzubohren — wobei allerdings, da für die Erdölinteressen unwesentlich, die Gliederung des Pleistozäns nicht weiter beachtet wurde. Aber es konnte das Flinzrelief in ganz unerwarteter und höchst erfreulicher Vollständigkeit bestimmt werden.

Auf Grund unserer Erfahrungen mit den altpleistozänen Ergebnissen konnte Herr Dr. Ing. G. Haber auf Veranlassung der Städtischen Wasserwerke München die geologisch vertretbare Reliefgestalt in Höhenkurven aus der von der Mobil Oil A.G. sehr dankenswerter Weise überlassenen Reliefpunkt-Darstellung ableiten.

Einer Publikation dieses theoretisch wie auch praktisch sehr interessanten Entwurfes selbst, der noch ergänzungsfähig ist, will ich nicht vorgreifen. Wir hatten bereits für hydrogeologisch wesentliche Teilgebiete klare Vorstellungen über den unterirdischen Normalverlauf einer Anzahl von Talungen im Flinzrelief, denn in diesem bewegt sich unser wertvolles Grundwasser. Dieses hat gegenwärtig im Bereiche der großen Schotterebene zwischen den

Aufschüttungen und Reliefgestalten des Loisach-Isargletschers der Würmeiszeit im Westen und des Inngletschers im Osten im allgemeinen eine N- bis NNO-gerichtete Fließrichtung.

Doch gilt dies allein für das höhere, über niedere Flinzschwellen abfließende Grundwasser. Es bewegt sich in höheren Günz- und noch in tiefreichenden, Hohlraum- und Poren-bietenden Mindelschichten. Dieses höhere Fließniveau ist wenig beeinflußt durch höhere Flinzschwellen.

Dagegen muß sich das tiefere Grundwasser, das insgesamt durchschnittlich etwa 5 bis 15 m Mächtigkeit hat, durch die Talungen und Rinnen des Flinzreliefs fortbewegen. Verhältnismäßig festere Tonmergel- und Feinsandschichten und teilweise aus ihnen schon mehr oder weniger weit umgelagerte Massen bilden dieses Relief.

Diese Längssenken sind offenbar das Ergebnis der überaus mannigfaltigen Skulpturen, welche das mit Geröll und Sand ankommende Gewässer in den weichen Flinz-Untergrund eingegraben hat. Dabei ist natürlich die Abdachung maßgebend gewesen für die Wassertransport-Richtungen, also auch für deren Bahnen, für die Hauptrinnen.

Ich erwähne als Beispiel nur die Rinnenskulptur, welche durch die W—O-Reihe der Bohrungen östlich von Arget, sowie durch die seismischen Schußbohrungen dort bekannt geworden ist.

Bei diesen Schußbohrungen wurden jeweils über größere Entferungen geradlinig angeordnete Reihenbohrungen ausgeführt, die in verschiedenen Richtungen verliefen. Auf jeder Reihe waren die Bohrpunkte durchschnittlich 400 m voneinander entfernt, während zwischen den Reihen ein Abstand von 1,5 bis 2,5 km besteht. So wurde die große Konzessionsfläche, deren Schußpunkte uns zugänglich waren, ziemlich gleichartig von einem Bohrnetz überspannt.

Gemäß dieser Flinztiefen-Bestimmungen liegt das Dorf Arget z. B. über einer flachen Flinzschwelle von 580 bis 583.4 m NN. Ost zu Nord von Arget folgen sich die Wasserbohrungen zunächst im Abstand von 1 km, dann von 500 m. Knapp südlich von dieser Bohrreihe verläuft das Tiefste einer subterranen Talrinne, deren Achse von 600 m südlich Bohrung 28 nun auffallend gleichgerichtet in ONO-Richtung absinkt aus Höhe 572 m NN über 565, 560, 555 bis Aying auf 550 m NN. Dies auf eine WSW—ONO-Entfernung von mindestens 10 km!

Nun gibt es natürlich manche Richtungs-Abweichungen anderer Talungen. Aber ein Blick auf Herrn Dr. Haber's Karten-Entwurf zeigt, daß die Flinzrelief-Richtungen weit überwiegend zwischen SW—NO und W—O pendeln. Auch senken sie sich insgesamt in dieser ONO-Hauptrichtung, wobei schwache Talwasserscheiden natürlich vorkommen.

Talrichtungen entstanden schon vorpleistozän. Aber die heute erfaßbaren Talrichtungen müssen zur Zeit der Regen- und Abschmelzgewässer der älteren Günzzeit bereits wesentlich fertig gewesen sein. Dies bevor die Täler endgültig zugefüllt waren durch die Sande und Schotter dieser Zeit. Seitdem dürften durch das langsam fließende Grundwasser nur unwesentliche Rinnenränder verformt worden sein. Unser basales Grundwasser fließt somit noch heute durch die feinen Poren der Sedimente, welche im Altgünz in die betreffenden Talrinnen des Flinzreliefs eingefüllt worden sind. Diagenetische Zementations-Wechsel dürften die Fließrichtungen des tieferen Grundwassers trotz der starken pleistozänen Klimaschwankungen kaum stark beeinflußt haben. Der eiszeitliche Eisboden hat in unseren Breiten wegen der geothermischen Tiefenstufe wenigstens nach Ablauf der Mindelvereisungen die Grundwassertiefen nicht mehr erreicht.

Die Bildungszeit unseres Flinzreliefs kann man auf eine halbe Jahrmillion schätzen. Wir haben es offenbar zu tun mit einer außerordentlichen Konstanz des subterranen Flinz-

reliefs und der in ihm sich vollziehenden Grundwasserströmung. Diese Konstanz wird auf zwei Hauptgründe zurückzuführen sein: Erstens auf die große Gleichmäßigkeit des lockeren Flinzuntergrundes und zum anderen auf eine in jener Altgünzzeit bestehenden Hauptabdachung der Flinz-Oberfläche gegen ONO. Die Vorflut gegen die Donaurinne, die wir schon seit dem Pliozän kennen (E. KRAUS 1915), lag für den Raum der Schotterebene Richtung ONO.

Das harmoniert bestens mit anderen Beobachtungen: Der pliozäne Quarz-Restschotter hat sich im nordöstlichen Niederbayern gegen die Donau zu gesammelt. Die älterpleistozänen Deckenschotter sammelten sich am Südrand des östlichen Jungtertiär-Hügellandes und nördlich der Vorlandgletscher (Inn-, Chiemsee- und Salzachgletscher), also von der Schotterebene gegen ONO.

Diese Verlagerungstendenz gegen ONO beherrschte die exogenen Vorgänge während des ganzen Pleistozäns im Alpenvorland, soweit das Wasser dabei die Hauptrolle spielte. Der Grund war aber kein klimatischer, sondern ein endogener. Die Abdachung wurde natürlich nicht exogen, sondern durch subkrustale Massenverlagerung geschaffen und bis heute beibehalten. Diese Tendenz ist nur die Fortsetzung der bekannten, jungtertiären Haupttransport-Bewegungen in unserer Molasse-Vortiefe. Dabei waren zusätzlich zu den Relief-Abtransporten aus den emporsteigenden Alpen und der aufstrebenden Böhmischen Masse noch die gleichfalls endogen bedingten Vortiefen-Kippungen gegen O, dann wieder gegen W wirksam. Sie konnten durch die im Interesse der Erdölprospektion in der süddeutschen Vortiefe sehr erfolgreich durchgeführten Faziesstudien geklärt werden.

Ein weiterer schwacher Teilantrieb endogener Art wurde für die Entwicklung des südbayerischen Pleistozäns bedeutungsvoll. Denn nur eine sanfte Heraushebung der Iller/Lechplatte brachte im W die Verschachtelung und Heraushebung der älterpleistozänen Sedimente, und nur eine sanfte Eindellung im O für den weiteren Bereich der großen Schotterebene ließ hier auch höhenmäßig (mit wenigen Ausnahmen) das Altpleistozän mit seiner Flinzunterlage unter dem Jungpleistozän, wie dies unsere Profile durchweg erkennen lassen. Der Anschluß auch der Schotterebene an die junge Hebungstendenz des Gebirges hob schließlich die südliche Schotterebene etwas höher als ihre Nordfortsetzung, so daß wir heute von der „schiefen Münchener Ebene" sprechen.

VI. Vergleichende Überlegungen zu entfernteren Beobachtungsfeldern

1. Zum Pleistozän in Oberschwaben

Die völlig klaren Pleistozän-Zusammenhänge in dem großen und tiefen Wasserrohrgraben südlich von München veranlassen mich zu einigen Überlegungen über die Diskrepanz in der Mindel/Riß-Nomenklatur zwischen der Riß-Iller-Lechplatte am NNO-Rande des Rheingletschers und der unverschachtelt gebliebenen Pleistozänfolge am NO-Rande des Ammersee-Loisach-Isar-Vorlandgletschers südlich von München.

Die klaren Ausführungen von Fr. WEIDENBACH und H. GRAUL im Exkursionsbericht 1950, sowie der Aufsatz des Letztgenannten zur Revision der pleistozänen Stratigraphie im schwäbischen Alpenvorland 1962 fassen kurz die bestehenden Fragen zusammen. Auch wird die gegenüber Albrecht PENCK veränderte Beobachtungsgrundlage, und damit die Notwendigkeit etwas abweichender Deutungen betont.

Andererseits haben unsere neuen Aufschlüsse — wenigstens für dieses oberbayerische Gebiet — die Viergliederung von A. PENCK glänzend bestätigt. Ich muß es für unwahrscheinlich halten, daß es in Westeuropa noch mehr so massiv kalte und weitausgreifende Eiszeiten gegeben hat als die 4 PENCK'schen — angesichts der Tatsache, daß sich die Würm-Eiszeit, wie wir heute zu wissen glauben, durch den Nachweis von zwei interstadialen Verwitterungsböden beiderseits des Atlantischen Ozeans gliedern läßt. Dies nicht allein in unseren Lößgebieten und südlich davon, also in Mitteleuropa, son-

dern — durch C^{14}-Bestimmungen immer wieder bestätigt — ebenso gleichzeitig auch in Canada (DREIMANIS 1960) und in USA (G. M. RICHMOND 1957), wo die 4 Eiszeiten: Nebraskan, Kansan, Illinoian, Wisconsin und letztere mit 2 Interstadialböden festliegen für die Rocky Mts.

Eine weitere Überlegung: Die Altersbestimmung von Terrassenschottern überwiegend oder gar allein auf Grund weniger, isolierter Höhenbestimmungen ihrer Basisfläche halte ich — bekanntlich mit zahlreichen Autoren — für sehr unsicher. Denn besonders die oft groben Basisgerölle kamen natürlich nicht heran weitausgedehnt auf einer Ebene, sondern in Tälern. Wenn man z. B. „Jungrißschotter" von einem „Mittelrißschotter" nur trennt wegen einer 7 m verschiedenen Terrassenhöhe und einer allein an wenigen Punkten bestimmten, abweichenden Basishöhe, so verlangt man für eine wesentliche Altersstrennung noch bessere Argumente.

Ein Geologe wird immer bemüht sein, eine Entwicklungsgeschichte wie die des Pleistozäns als Fortsetzung zu sehen der vorher im gleichen Raum feststellbaren Ereignisse — nicht nur u. a. des Klima-Ganges, sondern auch der endogen bedingten Bodenbewegungen. Nicht nur die Alpen, sondern auch deren Vortiefe im Norden bergen die sicheren Spuren der baugeschichtlichen Vorgänge, wobei sich besonders solche während und noch nach der Mindel/Rißzeit abgezeichnet haben (E. C. KRAUS 1955). Nur wer die pliozänen Vorgänge unberücksichtigt läßt, wer allein die exogenen Diluvialvorgänge studiert, kann noch an ein Vakuum an Bodenbewegungen während pleistozäner Zeit glauben.

Die Feststellung, daß älterpleistozäne Verwitterungsböden von 2—4 m oder noch mehr Metern Mächtigkeit, also „Riesenböden", gar nicht Verwitterungsprodukte darunter gelagerter Schotter sind, sondern von tiefgehend verwitterten Grundmoränen, die als sedimentärer Abschluß von einer Eiszeit und durch ihre interglazial-intensive Verwitterung von der nachfolgenden Warmzeit berichten, diese Feststellung dürfte auch in Oberschwaben Früchte tragen können. Die viel genauer als bisher zu studierenden zwischeneiszeitlichen Verwitterungsböden sind dort, wo sie erhalten blieben, die Haupt-Zeugnisse der Grundgliederung innerhalb der so mannigfachen eiszeitlichen Sedimente (vgl. E. C. KRAUS 1965).

Nachdem besonders im Bereiche der Münchener Schotterebene immer neu durch ihre typischen Verwitterungsböden das morphologische Zusammenlaufen verschiedenalter Schotter zu nahezu gleichhohen Terrassen-Flächen erwiesen ist — erstaunlich regelmäßig der Hochterrassen- mit den Niederterrassen-Flächen — so wird man davor gewarnt, aus einer einheitlich scheinenden Terrassenstufe zu schließen auf einen altersmäßig einheitlichen Schotterkörper. So hilfreich in den so oft Aufschluß-freien und oft bewaldeten Pleistozän-Gebieten die morphologische Methode sein kann, so sehr vermag sie auch zu täuschen.

Nach seinem Aufstieg aus der See-Senke wenig beengt bis an die Donau konnte der mächtige Rheingletscher ausgedehnte Schotterfluren in den verschiedenen Fluvioglazial-Zeiten ausschütten. Die östlicheren Schotter-Äquivalente der Vorlandgletscher zwischen Iller und Salzach/Inn konnten nicht gleich freizügig ausstrahlen. Sie wurden zurückgehalten — abgesehen von dem Isar- und Inndurchbruch — durch den nordwärts aufsteigenden Gelände-Südrand des bis zur Donau reichenden jungtertiären Hügellandes. Eiszeitlich denudiert zieht dessen Flinz südwärts unter dem Pleistozän fort mit der für einen Unterteil der Münchener Schotterebene (oben S. 155) gekennzeichneten Rinnenskulptur. Ob diese Altgünz-zeitliche Flinz-Oberfläche annähernd gleich alt ist mit der vermutlich prädiluvialen schönen Fastebenen-Oberfläche jenes Hügellandes im Norden, wann jene hemmende Hügelland aufgestiegen ist und seine erosive Zerschneidung begann — das läßt sich wohl aus den schönen Untersuchungen in Niederbayern ableiten.

Die jetzt verschachtelte, freier entfaltete Schotterstufen-Landschaft zwischen Riß und Lech hat noch höhere Terrassen aufzuweisen als die eingeengteren Schotter im Osten. Damit hat es aber wohl noch nicht mehr Eiszeiten beziehungs-

weise klimageschichtlich bedeutsame Schwankungen am Rheingletscher gegeben. Zu der Unbeengtheit an seinem Rande kommt wohl nur noch als weiterer stufenbildender Faktor eine unregelmäßige, exogen quittierte Heraushebung, der Riß-Lechplatte während pleistozäner Zeit, während östlicher das Gebiet der Münchener Schotterebene absank.

Diese Überlegungen möchten mithelfen bei der Behebung der nomenklatorischen Diskrepanzen in dem zwar vorbildlich untersuchten, aber nicht durch gleich vollständige Aufschlüsse begünstigten Pleistozän Oberschwabens.

2. Zum Pleistozän im Salzach-Vorlandgletscher (Ostteil)

Im österreichischen Ostteil des Salzachgletschers dürften die von L. WEINBERGER 1953, 238 f., mitgeteilten Unterschiede zwischen „Älterem" und „Jüngerem" Deckenschotter für deren Trennung durch eine Interglazialzeit hinreichend sprechen — obwohl nicht jedes Argument gleich gewichtig erscheint. Den in der Ziegelei Bosch bei Mauerkirchen schön aufgeschlossenen Löß mit Lößlehmlagen (Abb. 4 bei WEINBERGER) dürfte genannter Verfasser richtig als eine Schichtfolge der dreigeteilten Würm-Sedimente aufgefaßt haben. Aber der Schotter unter dieser Lößserie liegt nach unserer Beobachtung — soweit aufgeschlossen — nördlich des Ammer-Isar-Vorlandgletschers normal auf Rißschotter, aber nicht auf jüngerem Decken-, also Mindel-Schotter. Es sind mir keine Beweise dafür bekannt, daß dies im östlichen Salzachvorlandgletschers nicht ebenso sei. Der Gegensatz zwischen den Deckenschottern hier scheint also ein solcher zwischen Mindel- und Rißschotter zu sein. Die Bearbeiterin des bayerischen Westteils von dem Salzachgletscher, Frau Dr. Ed. EBERS, hat dort keine Anhaltspunkte für die Anwesenheit eines älteren Deckenschotters der Günzzeit finden können. Statt den beiden mir von ihr gezeigten Rißschotter-Fluren im Westen hat L. WEINBERGER nur eine einheitlich werdende — doch hat er 2 Rißmoränen-Wälle. Ebenso ungewöhnlich ist — abgesehen von der geringeren Konglomerierung seines „Jüngeren Deckenschotters" — daß bei L. WEINBERGER dieser Schotter nicht weniger als durchschnittlich 73% an Kristallingeröllen hat, wobei, wieder ganz ungewöhnlich, die Menge der Quarzgerölle jene des anderen Kristallins 3—4 mal übertrifft. Die über Mindelschotter so oft zu beobachtenden Geolog. Orgeln sind nach L. WEINBERGER (1953, 234) „derzeit alle zerstört". Über Rißschotter fehlen sie freilich. Mit E. EBERS bin ich der Meinung, daß der so ungewöhnlich hohe Quarz- und Kristallingeröll-Gehalt herrührt von westlichen Ausläufern der diese Gerölle so reichlich führenden pliozänen Geröllschichten in dem östlich anschließenden Kobernauser Wald und Hausruck. Die Barriere der nördlichen Kalkalpen ist im Süden hier zu massiv, als daß (anderes) Kristallin in so großen Geröll-Massen vom Salzachgletscher hätte direkt aus Nordgrauwackenzone und Zentralalpen herantransportiert werden können.

Aus solchen Gründen wird man unter den dreigeteilten Würmlöß-Massen nicht mit Deckenschotter, sondern mit jüngerem Rißschotter zu rechnen haben.

Der damit aus einem Günz- in einen Mindelschotter des österreichischen Salzach-Vorlandgletschers umzubenennende ältere Schotter, jetzt „jüngere Deckenschotter", trägt nun, so wie in Oberschwaben und südlich von München, einen „Riesenboden". Es ist „eine etwa 3 m mächtige, dunkelrotbraune Verwitterungsschichte, die einst sicher viel mächtiger war" (L. WEINBERGER 1953, 238); dies wegen der Hang-Lage dieser Böden, welche auch wieder die geologischen Orgeln unter ihnen (Mauerkirchen-Uttendorf) füllten. Derart mächtige Verwitterungsböden auf Kalkschotter sind unwahrscheinlich. So, wie auf den Landschwellen südlich Münchens, wo die erratischen Blöcke die Böden als verwitterte Grundmoränen bewiesen, dürften die steinigen „Riesenböden" auch im Salzachvorlandgletscher-Bereich gleichen Ursprungs sein! Dem-

entsprechend können auch hier die bei Uttendorf besonders schönen Orgel-Röhren durch subglaziale Schmelzwasser-Ausstrudelung ihre von normalen Verwitterungstrichtern so abweichenden Gestalten erhalten haben.

Die von L. WEINBERGER dankenswerterweise so sorgfältig durchgeführten Beobachtungen erstreckten sich auch auf Orientierungs-Messungen der Achsenlage langgestreckter Gerölle (1953, 235). Dabei ergab sich, daß die Schmelzwässer des jetzt wahrscheinlich als „jüngerer Rißschotter" zu benennenden Schotters durchschnittlich von SW gegen NO abgeflossen ist. Dies würde der schon oben S. 155 für die Günzschotter auf dem Flinzrelief südlich von München mitgeteilten Fließrichtung entsprechen.

Auch diesbezüglich werden weitere Messungen im Norden des Salzach-Vorlandgletschers vielleicht noch Korrekturen bringen.

3. Zur Fortsetzung der Warmzeiten des Pleistozäns im europäischen Rußland (UdSSR). „Glaziale und interglaziale Faciesfolge"

In seiner schönen Zusammenfassung hat A. I. MOSKWITIN 1960 insgesamt 5 Warmzeiten als feststehend besprochen. Wahrscheinlich 2 gehören davon in das noch wenig untersuchte Eo-Pleistozän, also in die Vorgünzzeit. Ob die Pollenführenden Sedimente der Aktschagyl- und der Apscheron-Transgression — wie es scheint — noch zum Pliozän zählen oder nicht, ist weniger wesentlich als die Feststellung, daß die Pollen jener kühlen Zeiten nicht für ein ausgesprochen eiszeitliches Klima sprechen. Diese Sedimente sind in Weißrußland (Bjelorussische SSR) und am Oberlauf der Wolga unter den ältesten Moränen entdeckt worden. Diese Moränen dürften der Oka-Eiszeit der Nord-Ukraine, also wohl unserer Günzeiszeit entsprechen. Die Fragen um das Alter der Borissow-Warmzeit sind wohl noch ungeklärt.

Von den 3 jüngeren, gesicherten Warmzeiten scheinen Lichwin in die Günz/Mindel-, Odinzowo in die Mindel/Riß-, Mikulino in die Riß/Würmzeit zu gehören. Die Mologoscheksna-Warmzeit schließlich scheint einer Würm I/Würm II-Interstadialzeit zu entsprechen. Doch muß das alles noch offen bleiben.

Auffallend ist, daß nach MOSKWITIN eine Regelmäßigkeit dieser Warmzeiten insofern erkannt wurde, als deren älterer Teil kräftig und meist beständig warm war, der jüngere Zeitabschnitt dagegen jeweils kühlfeucht.

Bei Betrachtung unserer Eiszeit-Fazies-Folge beobachtet man gleichfalls eine große Regelmäßigkeit: Am Ende jeder warmen Zwischeneiszeit wuchsen in den Alpen die Gletscher; sie füllten allmählich die Täler. Der über dem wachsenden Eis sich verstärkende hohe Luftdruck brachte den Eiswind ins Vorland, wo eine kalte Lößsteppe im Altmindel, Altriß und Altwürm den Unteren, Mittleren und Oberen Löß wachsen ließ. Zunehmende Feuchtigkeit erlaubte es mit den absinkenden Mittel-Temperaturen den Gletschern, sich weiter auszudehnen. Dieser Klima-Umschlag dürfte gleichzeitig in dem noch etwas wärmeren Alpenvorland während wasserreichen Sommern die Entkalkung des Lösses zu Lößlehm gebracht haben. Das Überwiegen noch der wäßrigen Niederschläge dokumentierte sich ja auch durch das Vorstoßen der breiten Schotterkörper während der älteren Hauptzeit des glazialen Gebirgsklimas. In allen 4 Eiszeit-Sedimenten hat man in unserem Vorland das Übermaß der Schottermassen.

Nachfolgend stellten sich ein oder zwei wärmere Interstdialzeiten ein. Seen breiteten sich aus; subarktische, meist nicht zur Bodenzonen-Reife gediehene Verwitterung betraf das trockene Land.

Nach diesen Rückschlägen folgte aber nun die maximale Ausdehnung der Vorlandgletscher. Es läßt sich hieraus — abgebildet durch die über die Zungenbecken hinaus vorgetriebenen Grundmoränen — doch wohl der Höhepunkt des Glazialklimas feststellen.

Große Ströme der Abschmelzschotter breiteten sich in den Talungen aus. Kurzfristiger als die Vorstoßzeiten mit ihren stark oszillierenden Gletscherrändern und mit Interstadialzeiten waren, wie die schmächtigen Rückzugsmoränen andeuten, nur die Aufenthalte während der großen Abschmelzzeit, welche die klimatischen Übergänge zur nächsten interglazialen Warmzeit anzeigte.

So jedenfalls zeichnete sich in unserem relativ randlichen Glazialbereich die Faziesfolge während jeder unserer Eiszeiten ab. Als relativ langdauernd erkennt man hier das Wachstum des glazialen Klimas. Erst im letzten Drittel seiner Wirksamkeit erreichte es sein Maximum und relativ rasch erscheint der Ablauf des großen Abschmelzens.

Es dürfte schon der Ausdruck eines typischen Klima-Ganges sein, wenn wir dessen erstaunlich gleichmäßige Folgen für alle 4 Eiszeiten feststellen. Denn auch das würmglaziale Maximum ist ja abgebildet durch den über den von mir aufgefundenen Paudorfer Interstadialboden oder über dessen Überreste geschehenen Vorstoß der Würmgrundmoräne bis gegen den Raum der mehr schotterigen Würmendmoräne (E. C. Kraus 1955, 1960).

Es scheint berechtigt zu sein, diesen glazialen Gang der Ereignisse herauszuheben als „die Glaziale Faziesfolge". Sie steht gegenüber der „Interglazialen Faziesfolge", wie man die Regelmäßigkeit des warmzeitlichen Klima-Ablaufes „warm — feuchtkühl" nach Mosquitin's Schilderung, herausstellen könnte. Wie weit diese beiden Schemata in den verschiedenen zirkumalpinen und in anderen Pleistozän-Gebieten tatsächlich erweisbar sind, wird sich zeigen. Klimaänderungen sind großräumig.

Die periglazialen Erscheinungen stellten sich, wie S. 135 mitgeteilt wurde, verstärkt ein während der langdauernden Zeit des Kältewachstums mit ihren häufigen Rückschlägen, welche die Eisbodenoberfläche zum Schmelzen brachten. Sie wurden im Schichtprofil nicht beobachtet während der großen Abschmelzzeit.

Das kontinentale osteuropäische Klima brachte die kontinentalen Klimazonen-Böden bereits in der Zeitspanne einer Zwischeneiszeit zustande. Anfangs herrschte warmes, meist Schwarzerde-, später mehr Podsol-bildendes Klima. Während der kürzeren Interstadien gab es nur vorübergehend Böden vom Braunerde- oder Rendzina-Typ. In wärmeren Interglazialzeiten haben sich in der UdSSR (im S-Teil der russischen Tafel) die „rotbraunen Tonböden" gebildet (Szythen-, Syrttonböden).

Diese sind offenbar unsere Interglazialböden vom Typ der Rot- und Kreß-Erden, welche durch das Vordringen von atlantischem bzw. mediterranem Klima, das interglazial jedesmal nordwärts über die Alpen vordrang, entstehen konnten.

Man kann erwarten, daß weitere Studien in anderen Ländern klären, wie weit die Regelmäßigkeiten der glazialen und der interglazialen Faziesfolgen sich unter vergleichbaren Umständen wiederholen. Im Bewährungsfall stehen wir auf Grund geologischer Beobachtungen im Gelände vor einer vierfachen Doppel-Periodizität des pleistozänen Klimas. Jede Teilzeit beginnt nach gemäßigtem Klima mit verhältnismäßig langsamer Abkühlung bzw. rascher Wärmezunahme bis etwa im zweiten Drittel des Zeitabschnittes die maximale Kälte, in der ersten Hälfte die maximale Wärme erreicht und überschritten wird. Verhältnismäßig rasch vollzieht sich also der Übergang aus der Kaltzeit in die Warmzeit, langsamer das Umgekehrte, wobei die interstadialen Rückschläge noch hinzukommen.

So würde sich eine asymmetrische Wärme-Kurve ergeben wie sie Abb. 10 (abgesehen von den älteren Interstadien) versucht anzudeuten. Ein solches Bild kann natürlich die gewiß auch geschehenen kleineren Schwankungen nicht nachzeichnen. Dafür sind unsere geologisch-paläontologischen Hinweise im Randgürtel des Ammersee-Isargletschers zu grob. Die mitbeteiligte Komponente der Niederschlagsmengen scheint

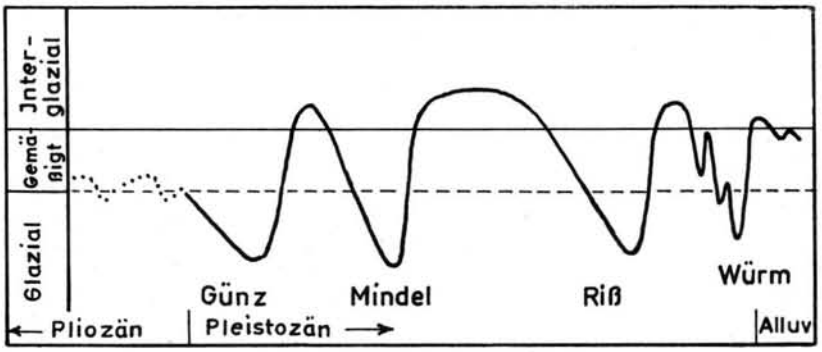


Abb. 10. Asymmetrische Klimakurve auf Grund eigener Beobachtungen und jener von Moskwitin im europäischen Rußland.

zur Hauptsache abzuhängen von der derzeitigen Verteilung des Atlantischen und des Kontinentalen Klimas an der Erdoberfläche.

Folgende Übersicht deutet für die Einzelheiten, unten das Klima der ersten, darüber das der zweiten Zeithälfte an.

Würm/Holozän	Gemäßigt, früh eine schwache, atlantische Warmzeit	
Würm	Glazial, Maximum spät Kalt — Feucht	
Riß/Würm	Atlant.: Kühl — Feucht; Warm — Feucht	Kontinental: Kühl — Feucht Trocken — Warm
Riß	Glazial, Maximum spät Kühl — Feucht	
Mindel/Riß	Atlant.: Kühl — Feucht; Warm-feuchtes Wechselklima	Kontinental: Kühl — Feucht Warm — Trocken
Mindel	Glazial, Maximum spät Kalt — Feucht	
Günz/Mindel	Atlant., Kühl — Feucht; Warm-feuchtes Wechselklima	Kontinental: Kühl — Feucht Warm — Trocken
Günz	Glazial, Maximum spät Kalt — Feucht	

Dieser Versuch will den aus geologischen Beobachtungen in Südbayern gewonnenen Klima-Vorstellungen gerecht werden, und rechts entsprechend den Mitteilungen von A. I. Moskwitin 1960 über das europäische Rußland.

Schriften

Ammon, L. von: Die Gegend von München, mit geol. Karte - Festschr. Geographische Ges., München 1894.

Blanck, E.: Beitr. z. Kenntnis d. chem. und phys. Beschaffenheit der Roterden. - Journ. f. Landw. **60**, 59-73. 1912. - - Beitr. z. regionalen Verwitterung in d. Vorzeit. - Mitt. Landw. Institut Breslau **6**, 619-682. 1913. - - Über die Entstehung d. Roterden in der Diluvialzeit. - Journal f. Landw. **62**, 141-147. 1914.

Brunnacker, K.: Regionale Bodendifferenzierungen während der Würmeiszeit. - Eiszeitalter und Gegenwart **7**, 43-48, 1956. - - Erl. Geol. Karte v. Bayern 1 : 25 000, Blatt Freising Nord, München 1962 a. - - Bemerkungen zum Profil Hörmating, Oberbayern. - Eiszeitalter und Gegenwart **13**, 125-128. Öhringen 1962 b.

Brunnacker, M. & Brunnacker, K.: Weitere Funde pleistozäner Molluskenfaunen bei München. - Ebenda **13**, 129-137. 1962.

Büdel, J.: Die angebliche Zweiteilung der Würmeiszeit im Loisach-Vorland bei Murnau (Südbayern) - Stuttgarter Geograph. Studien **69**, 121-141. Stuttgart 1957. - - Die Gliederung der Würmkaltzeit. - Mitt. Geogr. Ges. Würzburg, Heft 8, 5-45. 1960.

Dehm, R.: Das jüngere Tertiär in Südbayern als Lagerstätte von Säugetieren, besonders Dinotherien. - N. Jahrbuch Abh. 90 B, 30 S., 1949.

Dreimanis, A.: Preclassical Wisconsin in the eastern portion of the Great Lakes Region, North America. - Report Part IV, 108-119, Sess. Norden, Intern. Geol. Congress 1960.

Eberl, B.: Die Eiszeitenfolge im nördlichen Alpenvorland. - Verlag Filser, Augsburg. 427 S., 1930.

Ebers, E.: Die Eiszeit im Landschaftsbild des bayer. Alpenvorlandes. Verlag C. H. Beck, München 1936. - -Die diluviale Vergletscherung des bayerischen Traungebietes. - Veröffentl. Ges. Bayer. Landeskunde. **13/14**. München 1939. - - Drumlinkerne, ältere Würmschotter und das Würminterstadialprofil von Hörmating/Oberbayern. - Eiszeitalter und Gegenwart **11**, 64-76, Öhringen 1960.

Fink, J.: Leitlinien einer österreichischen Quartär-Stratigraphie. - Mitteil. Geolog. Ges. Wien **53**, 249-266. 1960. - - Der östliche Teil des nördlichen Alpenvorlandes (Exkursionsführer). - Mitteil. österreich. Bodenkundl. Ges. Heft 6, 26-51, 1961. - - Die Gliederung des Jungpleistozäns in Österreich. Mitteil. Geol Ges. Wien **54**, 1-25, 1961.

German, R.: Die Würmvereisung an Rhein- und Illergletscher zwischen Federsee-Becken und Günztal. - Geologica Bavarica **43**, 1-73, München 1959. - - Deckenschichtenanalyse und Gliederung pleistozäner Sedimente. - Jahresh. Vaterl. Ver. f. Naturkunde Württ. **116**. Jg., 69-77, Stuttgart 1962. - - Die Gliederung der Würmvereisung im deutschen Alpenvorland. - Report 21. Sess. Norden 1960, Part. IV, 120-126.

Geyer, O. & Gwinner, M.: Führer zu d. Exkurs. 82. Tagung Oberrhein. Geol. Ver. Ulm 4.-8. IV. 1961. - 51 S., Stuttgart 1961.

Graul, H.: Eine Revision der pleistozänen Stratigraphie des Schwäbischen Alpenvorlandes. - Petermanns Geograph. Mitteil. 1962, 253-271. - - Bemerk. zu e. konchylienführ. Lehm an d. Basis d. mindelzeitlichen Vorstoßschotter d. Rheingletschers im Riedlinger Becken. - Jh. Ver. vaterl. Naturk. Württ. **117**. Jg. 172 f., 178-183, 1962. - - Zur Gliederung d. Altdiluviums zw. Wertach/Lech u. Flossach-Mindel. - Jahrb. Nat. Ges. Augsburg **2**, S. 3, 1949.

Graul, H., Schäffr, I. & Weidenbach, F.: Quartärgeolog. Exkurs. durch d. Riß-Lechplatte 3.-5. 9. 1950. - Geologica Bavarica **6**, 91-120, München 1951.

Haber, G.: Geologie des Thalhamer und Reisacher Gebietes an der Mangfall, mit 2 farb. Karten 1 : 5000, 86 S., herausgegeb. von den Stadtwerken München, Wasserwerke, 1959.

Klein, S.: Die Nagelfluhbildung im Eiszeitalter. - Zentralblatt f. Min. etc. Jahrgang 1940, Abt. B, Nr. 10, 289-306.

Knauer, J.: Erläut. zu Blatt München West, Teilbl. Landsberg der Geognost. Karte von Bayern 1 : 100 000, München 1929. - - Erläut. zu Blatt München West, Teilbl. Starnberg. - Dsgl. München 1931. - - Über den Nachweis einer älteren diluvialen Großvereisung in Süddeutschland. - Verhandl. III. Inqua-Konf. Wien, Sept. 1936, 2 S., Druck: Geol. Bu.-Anst. Wien 1936. - - Diluviale Talverschüttung und Epigenese im südlichen Bayern. - Geolog. Bavarica **11**, 32 S., München 1952. - - Die Mindeleiszeit, die Zeit größter diluvialer Vergletscherung in Süddeutschland. - Abhandl. d. Geol. Landesuntersuchung am Bayr. Oberbergamt, Heft **29**, 35-45, München 1938.

Koehne, W.: Erläuter. zu Blatt Baierbrunn d. geol. Karte v. Bayern 1 : 25 000, München 1914. - - Dsgl. zu Blatt Gauting, München 1915.

Kohl, F.: Bodenkundliche Exkursion in die Umgebung von München. - Geologica Bavarica **6**, 167-183, München 1951.

Kraus, E. C.: Geologie d. Gebiets zw. Ortenburg u. Vilshofen in Niederbayern an d. Donau, mit geol. Karte 1 : 25 000. - Geognost. Jahreshefte Jg. **28**, 91-168, München 1915. - - Der Blutlehm auf der süddeutschen Niederterrasse als Rest des postglazialen Klima-Optimums. - Geognost. Jahreshefte **34**, München 169-222, 1921. - - Der Abschmelzungs-Mechanismus des jungdiluvialen Eises im Gebiet des ostpreußischen Mauersees. - Jahrb. Preuß. Geolog. Landesanstalt f. 1923, **44**, 221-242. - - Die Bodenkunde als Methode in der Morphologie. - Peterm. Geograph. Mitteil., Jg. 1923, 1-6. - - Die Quartärtektonik Ostpreußens. - Jahrb. Preuß. Geol. Landesanstalt f. 1924, **45**, 633-723, Berlin 1925. - - Über die jüngsten Bewegungstendenzen der Alpen. - Geologische Rundschau **43**, 108-138, 1955. - - Die Zweigliederung der südbayerischen Würmeiszeit durch eine Innerwürm- Verwitterungsperiode. - Eiszeitalter und Gegenwart **6**, 75-95, Öhringen/Württ. 1955. - - Die beiden interstadialen Würmböden in Südbayern. - Ebenda **12**, 43-59, Öhringen 1961. - - Herr Büdel und die Gliederung der Würmeiszeit. - Ebenda **13**, 227-230, Öhringen 1962. - - Ein Beitrag zur Kenntnis der vorwürmischen Böden im Süden von München. - Druckfertig 1965.

KUBIÉNA, W.: Zur Mikromorphologie, Systematik und Entwicklung der rezenten und fossilen Lößböden. - Eiszeitalter und Gegenwart 7, 1956. - - Prinzipien und Methodik der paläopedologischen Forschung im Dienste der Stratigraphie. - Z. d. Deutschen Geol. Ges. **111**, 643-652, Hannover 1959.

MOLL, W.: Bodentypen im Kreis Freiburg i. Br. - Ber. Nat. Ges. Freiburg i. Br. **49**, 5-58, 1959.

MOSKWITIN, A. I.: Über warme und kühlere Interglaziale in der UdSSR. - Berichte der Geolog. Gesellschaft DDR, Heft 1/2, 1960, 5-20, 3 Taf.

MÜNICHSDORFER, F.: Das geolog. Querprofil von München. - Geognost. Jahresh. **34**. Jg., 1921, 125-132. München 1922.

PENCK, A.: Das Klima der Eiszeit. - Verh. 3. Inqua-Konf. 1936, Wien, 83-97, 1938. - - Die Alpen im Eiszeitalter I. - Verlag Tauchnitz, Leipzig 1901-1902; 1908. - - Alte Breccien und junge Krustenbewegungen in den bayer. Hochalpen. - Sitz.-Ber. Preuß. Akad. d. Wissenschaften, ph.-math. Kl. 14. V, 1925, 330-348. XVII, 1925.

POSER, H. & HÖVERMANN, J.: Untersuchungen zur pleistozänen Harz-Vergletscherung. - Abh. Braunschweig. Wiss. Ges. **3**, 1951.

QUENSTEDT, W.: Geologisches aus Altmünchen. - Zeitschr. d. Zwiebelturm **15**. Jg., Heft 3, 16 S., 1960.

REIS, O. M.: Über einzelne Beobachtungen im Diluvium der Umgegend von München. - Geognost. Jahresh. **34**, 143-158, 1921.

RICHMOND, M.: Three pre-Wisconsin glacial Stages in the Rocky Mountain Region. - Bull. Geolog. Society of America **68**, 239-262. Febr. 1957.

RICHTER, K.: Morphometrische Gliederung von Terrassenschottern. - Eiszeitalter und Gegenwart **2**, 1952.

ROTHPLETZ, A.: Die Strudellöcher im Münchener Deckenschotter. - Peterm. Geogr. Mitteil. **59**, I, 237, 1913. - - Die Osterseen und der Isar-Vorlandgletscher. - Mitteil. Geograph. Ges. München **12**, 2. Heft, 99-314, Übersichtskarte u. Karte 1 : 25 000, 1917.

SALGER, M.: Verwitterung und Bodenbildung auf diluvialen Schotterterrassen. - Heidelb. Beitr. z. Min. u. Petrogr. **48**, 288-318 (1954).

SCHÄFER, I.: Die Würmeiszeit im Alpenvorland zwischen Riß und Günz. - Abh. Naturkunde- u. Tierg.-Verein Schwaben **2**, Augsburg 1940.

SCHRÖDER, R.: Die Conchylien des Münchener Gebiets vom Pleistozän bis zur Gegenwart. - Nachr. Deutsch. Malakologischen Gesellschaft Heft **3**, 1-87, für 1915.

SCHRÖDER, J. & DEHM, R.: Die Molluskenfauna aus d. Lehmzwischenlage des Deckenschotters von Fischach, Kreis Augsburg. - Geol. Bavarica **6**, 116-118, München 1951.

SCHWAGER, A.: Analysen von Gesteinen der Münchener Gegend und einiger anderer Gebietsteile. - Geognost. Jahresh. *12*, 130, München 1899.

SCHWARZBACH, M.: Das Klima der Vorzeit. - 2. Aufl., 275 S., Verlag F. Enke, Stuttgart 1961.

TRAUB, F.: Erläuterungen zu Blatt München 1 : 500 000, herausgeg. vom Bundesmin. f. Wirtschaft, Bundesanstalt f. Landeskunde Remagen 1956.

TROLL, C.: Die jungglazialen Schotterfluren im Umkreis der Alpen. - Forsch. z. Deutschen Landes- u. Volkskunde **24**, Stuttgart 1926. - - Der Eiszerfall beim Rückzug der alpinen Vorlandgletscher in die Stammbecken. - Verhandl. d. **3**. Inqua-Konf. zu Wien 1936. Wien 1938, 152-160. - - Die Eiszeitenfolge im nördlichen Alpenvorland. - Mitteil. Geograph. Ges. München **24**, 1931.

VOGEL, F.: Bodenkundlicher Beitrag zu Ganss, Erläut. zu Blatt Bergen 1 : 25 000. - In Geol. Bavarica **26**, 129-131, 1956.

WEIDENBACH, F.: Bildungsweise und Stratigraphie der diluvialen Ablagerungen Oberschwabens. - N. Jahrb. Min. etc. Beil.-Band **78** B, 66-108, Stuttgart 1937. - - Zeitliche Einordnung der jungpleistozänen Ablagerungen Mitteleuropas. - V. Inqua-Konf., 7 S., Madrid 1957.

WEINBERGER, L.: Über glazifluviatile Schotter bei Mauerkirchen und deren Löße. - Geologica Bavarica **19**, 231-257, 1953. - - Exkursion durch das österreichische Salzachgletscher-Gebiet u. d. Moränengürtel d. Irrsee- u. Attersee-Zweige des Traungletschers. - Verhandl. Geol. Bundesanst. Wien, Sonderheft, 7-34, 1955.

WOLDSTEDT, P.: Das Eiszeitalter. - 2. Aufl. 1954 (Bd. I), 1958 (Bd. II), Stuttgart.

Manuskr. eingeg. 14. 2. 1964

Anschrift des Verf.: Prof. Dr. E. C. KRAUS, München-Obermenzing, Verdistraße 40.

Eiszeitalter und Gegenwart	Band 15	Seite 164-180	Öhringen/Württ., 1. November 1964

Fauna und Flora im Pleistozän-Profil von Murg bei Säckingen und ihre Aussage zur Altersdatierung

Von Ekke W. Guenther und Fritz Tidelski, Kiel

Mit 4 Tabellen und 3 Abbildungen im Text

Zusammenfassung: Das Profil von Murg zeigt über liegendem Gneis eine verlehmte Grundmoräne als unterste pleistozäne Schicht. Sie entstand während des weitesten Vorstoßes der Alpengletscher in Richtung zum Schwarzwald und wird seit Penck & Brückner (1909) in die Rißvereisung gestellt. Über ihr liegen pollenführende Ablagerungen eines Torfmoores und eines Teiches. Die Pollen weisen in den tieferen Lagen auf eine Pflanzengemeinschaft, die auch unter dem heutigen Klima noch möglich wäre. In den höheren Lagen verschwinden die wärmeliebenden Bäume. Das Gesamtdiagramm (Pollen-Spektrum) läßt die Zeitphase eines abklingenden Interglazials erkennen.

Über diesen Sedimenten liegen 6—10 m Lösse und Lößlehme. Von äolischen Lössen, die je eine kalte Zeit vertreten, wird eine durchschnittlich 2,50 m mächtige Lehmlage eingerahmt, die mehr oder weniger deutliche Bodenbildungen enthält. Es läßt sich nachweisen, daß wenigstens ein Teil dieser Böden an Ort und Stelle entstanden ist. Da auch dieser Horizont eine warme Zeitphase repräsentiert, liegen im Profil von Murg über der Rißmoräne die Ablagerungen zweier Warmzeiten.

Reste von Elefant, Riesenhirsch und Bison erlauben eine Parallelisierung der „Murger" Schichtfolge mit einem Teilabschnitt des Profils von Achenheim bei Straßburg. Hierbei zeigt es sich, daß die untere Warmzeit zwischen Moräne und unterem Löß den Schichten entspricht, die in Achenheim den Waldelefanten *(Palaeoloxodon antiquus* Falc.) führen. Sehr wahrscheinlich sind diese gleichaltrig mit einem Teil der Travertine von Taubach, Weimar und Ehringsdorf. Der pollenführende Abschnitt von Murg wäre dann wohl in die Zeit der Bildung des oberen Travertins einzugliedern.

Die höher liegende von Lössen eingerahmte Lehmlage von Murg entspricht im Profil von Achenheim einem bis 5 m mächtigen Lehm zwischen Loess récent und Loess ancien supérieur. Nach Wernert (1957) gab es damals im Straßburger Gebiet offenen Wald und Steppe (Taiga). Es lebten Ren, Pferd, wollhaariges Nashorn und Mammut, aber auch Boviden, Edelhirsch und sogar Reh und Bär. Ein entsprechender Bodenhorizont konnte auch im Deckprofil der Travertine von Ehringsdorf nachgewiesen werden (Guenther 1958).

Summary: The Murg profile shows a loamy ground moraine as the lowermost Pleistocene layer over gneis. The moraine originated during the furthest thrust of the Alpine glaciers in the direction of the Black Forest, and has been placed since 1909 (according to the work of Penck and Brückner) in the Riss glacial stage. Overlying the moraine are pollenbearing peat bog and pond deposits. The pollen indicate, in the deepest layers, a plant community that might still be possible under present climatic conditions. In the higher layers, the trees having affinities to warm conditions disappear. The composite diagram (pollen spectrum) indicates the end phase of an interglacial stage.

Over these sediments lie 6—10 m of loess and loess-loam deposits. A thick loam layer, averaging 2.50 m in width, which contains more or less distinct soil horizons, lies between aeolian loess, which always represents a cold period. It can thus be proved that at least a part of these substrata originated in place. Since this loam horizon also represents a warm phase, the deposits of two warm periods overlie the Riss moraine in the Murg profile.

Remains of elephants, giant stags, and bison permit comparison of the Murg stratigraphic sequence with a portion of the profile at Achenheim near Strassburg. Hereby is shown that merely the warm period, between the moraine formation and the lowest loess at Murg, can correspond to layers at Achenheim which have yielded the last ancient elephant *(Palaeoloxodon antiquus* Falc.). These are approximately of the same age as the travertine at Ehringsdorf. The pollen-bearing sectionat Murg might then probably be included in the time of formation of the upper travertine at Ehringsdorf.

1. Einführung

Die Vorbergzone des südlichen Oberrheintals, ein etwa 3—4 km breiter Streifen vordiluvialer Sedimente, begleitet auf weite Strecken den Westabfall des Schwarzwaldes und den Ostabfall der Vogesen. Fast immer sind die Vorberge von Löß überlagert. Auch der großenteils aus vulkanischen Gesteinen aufgebaute Kaiserstuhl in der Mitte des Rheintals trägt eine im Westen geringere, im Osten sehr mächtige Lößdecke. Auf das Grundgebirge

greifen die echten Lösse nur selten über, und somit sind Vorbergzone und Kaiserstuhl im südlichen Oberrheintal die wichtigen Gebiete für die Lößforschung. Hier sind Lößüberlagerungen von mehr als 30 m erhalten.

Alle nicht zu geringmächtigen Lößprofile enthalten fossile Böden. Eine Zusammenstellung ergibt bisher 10 derartige fossile Klimazeugen, wobei einzelne Böden charakteristisch genug ausgebildet sind, um eine Parallelisierung auch bei größeren Abständen der Profile voneinander zu erlauben. Wichtige Profile, die bisher untersucht wurden, sind Riegel, Niederrotweil (GUENTHER 1961), Munzingen (prähistorische Fundstelle) und Heitersheim (wird zur Zeit in einer Inauguraldissertation von A. BRONGER analysiert). Hinzu kommen weiter im Norden bei Straßburg die Aufschlüsse bei Hangenbieten-Achenheim, die so zahlreiche Fossilien und Artefakte geliefert haben (WERNERT 1957).

Nur ein Teil dieser Profile erlaubt die Verknüpfung der Lösse mit Schottern, über deren Alter zudem noch zu diskutieren ist. Oberhalb von Basel fließt der Rhein in O—W-Richtung in einer Senke zwischen dem Schweizer Jura und dem Schwarzwald. Auch hier kamen Lösse zur Ablagerung. Untersucht wurden bisher die Profile von Wyhlen bei Basel und von Murg etwa 4 km östlich von Säckingen.

In Murg besteht die Basis der Lösse aus Geschiebelehm, wodurch eine Verknüpfung dieses Profils mit den Vereisungen der Alpen und des Schwarzwaldes möglich ist. Die Moräne entstand während der bedeutendsten Vergletscherung dieses Gebietes, die eine Eisdecke von den Alpen bis über den Rhein vorschob und den Kontakt zu den Gletschern, die vom Schwarzwald herabflossen, herstellte. Das rißzeitliche Alter dieser alpinen Vereisung wurde schon früh erkannt (PENCK & BRÜCKNER 1909), da sich ihre Schotterterrassen nach Höhenlage, Verwitterungsgrad und Lößbedeckung von den älteren Deckenschottern sowie der jüngeren Niederterrasse deutlich unterscheiden lassen. Die Verbindung zur Schwarzwaldvereisung konnte erst in neuerer Zeit hergestellt werden. In mehreren Veröffentlichungen haben PFANNENSTIEL und sein Mitarbeiter RAHM (PFANNENSTIEL 1958, 1960, 1961, PFANNENSTIEL & RAHM 1963, REICHELT 1955, 1960) vor allem an Hand von Geschiebeuntersuchungen den weitesten Vorstoß einer älteren Schwarzwaldvergletscherung aufgezeigt, und auf ihre Untersuchungen wird im folgenden zunächst Bezug genommen.

Die Schneegrenze des Schwarzwaldes lag damals bei 700 m. Die morphologische Senke zwischen Schwarzwald und Schweizer Jura, in der auch Murg liegt, existierte schon. Sie wurde streckenweise von einem vielleicht 400 m mächtigen Eis plombiert. Die Schmelzwässer im Raum zwischen Waldshut und Säckingen mußten sich daher verschiedentlich unter dem Eis ihren Weg suchen. Wo Alpen- und Schwarzwaldgletscher zusammenstießen — es war dies im Albtal und dann wieder vom Schwarzatal nach Osten bis zur Wutach der Fall — bildeten sich mehrere 100 m breite Mischmoränen, die aus alpinen und aus Schwarzwaldgesteinen zusammengesetzt sind. Diese Mischzonen beweisen die Gleichaltrigkeit der beiden Eisvorstöße. Hierzu führen PFANNENSTIEL & RAHM weiter an: „Es kann auch kein anderer Gletscher einer anderen Vereisung die Geschiebe zurückgelassen haben als eben der Rißgletscher. Von den beiden ersten Vereisungen der Günz- und Mindelvergletscherung wissen wir gar nichts aus dem Schwarzwald. Wahrscheinlich waren der Schwarzwald und seine Ostabdachung im früheren Pleistozän nicht vereist, ..."

2. Der untere Abschnitt des Profils

Das Gebiet von Murg liegt noch im Bereich der Alpenvergletscherung. Die Moräne enthält reichlich, große, kantengerundete Geschiebe. Es sind dies vor allem Quarzite, Granite, völlig verwitterte kristalline Schiefer und nur im Kieselskelett erhaltene „Kieselkalke". Die vielen kalkigen Bestandteile, die zunächst vorhanden waren, sind restlos gelöst und weggeführt worden (2. Diskordanz). Der ehemalige Geschiebemergel ist also zu Geschiebelehm verwittert, und diese Verwitterung hat auch den obersten Abschnitt des unterlagernden Gneises erfaßt.

Da die hangenden Lösse — zum Teil sogar reichlich — Kalk enthalten, muß die Verwitterungsphase in die Zeit zwischen Eisbedeckung und Lößsedimentation eingegliedert werden. Im obersten Geschiebelehm fanden sich Strukturböden. Nach dem Rückschmelzen des Eises muß daher noch eine Zeit mit kalten Klimabedingungen berücksichtigt werden. Bereits ZINK (1941) hatte auf dem Geschiebelehm Pflanzenreste beobachtet, die er jedoch für verschwemmt hielt. Die Oberfläche der Moräne ist uneben und fällt innerhalb der Grube generell nach Westen bzw. nach Nordwesten. In der tiefsten Senke fanden sich die Ablagerungen eines Torfmoores und eines Tümpels. Torfe und Seeablagerungen sind pollenhaltig, und eine durch Herrn Prof. TIDELSKI durchgeführte Pollenanalyse gibt einen Eindruck von der Pflanzengesellschaft und erlaubt damit einen Schluß auf die Klimabedingungen, unter denen diese Sedimente entstanden sind.

Der etwa 1,20 m mächtige pollenführende Profilabschnitt läßt sich von oben nach unten folgendermaßen untergliedern:

10 cm helle, z. T. sandige Lagen mit einzelnen Torfbändern, etwas Kalk.
40 cm Mehlsand, stark humos, mit zahlreichen Torfeinlagerungen (Torf-Gyttja). Kalkgehalt z. T. über 20%.
40 cm heller Torf, nur in den obersten 10 cm etwas Kalk, sonst kalkfrei.
20 cm dunkler Torf, stärker zersetzt, kalkfrei, an der Basis Holzreste, die leider nicht geborgen werden konnten.
5 cm Mehlsand, kalkfrei.
Darunter folgen zunächst feingeschichteter, verschwemmter Geschiebelehm und später nicht geschichteter Geschiebelehm.

Die Auflast von ca. 9 m Löß hat die Torflagen des Profils komprimiert. Die Mächtigkeit dieser Schicht muß vor der Ablagerung der Lösse weit größer gewesen sein.

Die Mehlsandlage (Gyttja) erinnert in Mineralzusammensetzung, Struktur und Textur an Sedimente des Spätglazials, wie sie in den eisrandnahen Gebieten NW-Deutschlands (GUENTHER 1960) zu finden sind. Hier wurde kleinen Teichen und Seen Material aus Geschiebemergeln zugeführt. Auch die dabei entstandenen Sedimente waren kalkreich.

Ohne Zweifel hatte die Rißmoräne vor ihrer Verwitterung einen nicht ganz geringen Kalkgehalt. Kalkteilchen wurden in Kornform verfrachtet. Zugleich wurde durch kohlensäurehaltige Niederschlags- und Grund-Wässer Kalk gelöst und aus dem Wassereinzugsbereich ebenfalls den Wasserbecken zugeführt, wo der Kalk durch biogene und abiogene Vorgänge wieder ausgefällt werden konnte. In den Zeiten eines wärmeren Klimas nimmt die physiologische Kalkausfällung zu, da durch den reicheren Bewuchs die Assimilationstätigkeit der Pflanzen und damit der Kohlensäureverbrauch vermehrt werden. Wächst der Humussäuregehalt jedoch zu stark an, bleibt der Kalk in Lösung. Im Torfsediment von Murg darf daher höchstens noch in den Grenzschichten etwas sekundär zugeführter Kalk erwartet werden.

3. Der pollenanalytische Befund des unteren Profilabschnittes

Zur pollenanalytischen Untersuchung gelangten aus der ca. 1,20 m mächtigen organogenen Sedimentfolge des unteren Profilabschnitts insgesamt 25 Proben. Die Aufbereitung des in bergfeuchtem Zustand entnommenen Materials für die Pollenanalyse erfolgte im Botanischen Institut der Universität Kiel mittels Flußsäure und nachfolgender Acetolyse.[1]) Ausgezählt wurden bei stark wechselnder Frequenz je Präparat mindestens 100 Pollen. Die Pollenerhaltung war i. a. als gut zu bezeichnen. Die Darstellung (Abb. 1) erfolgte in der herkömmlichen Form, bei der die Summe der Waldbaumpollen unter Ausschluß von *Corylus* die Bezugsgrundlage für alle übrigen Pollen- und Sporentypen abgibt.

[1]) Herrn Dr. ALETSEE sei an dieser Stelle für die Zurverfügungstellung des aufbereiteten Materials gedankt.

Tabelle 1 Zählprotokoll der in Murg nachgewiesenen Pollen

Nr. der Probe	*Picea*	*Pinus*	*Abies*	*Betula*	*Alnus*	*Tilia*	*Ulmus*	*Quercus*	*Acer*	Σ EMW	*Carpinus*	*Corylus*	Caryophyllaceen	Compositen	*Epilobium*	*Centaurea*	*Scabiosa*	*Artemisia*	Gramineen	Ericaceen	Varia	Σ NBP	Filices	Lycopodiaceen	Sphagna	Pollenfrequenz je Präparat
0	5,17	75,86		17,24	1,73									4,0		1,0		2,0	5,0		3,0	15,0			3,0	66,6
1	13,85	73,85		10,77	1,53									2,31					0,77		0,77	3,85			2,0	65
2	35,0	52,0		9,0	4,0																				2,0	17,6
3	44,0	31,0		14,0	11,0											1,0						*1,0*			2,0	14,3
4	64,44	15,56		18,52	1,48																2,0	*2,0*			4,0	45
5	75,73	11,65		2,91	9,71															1,0		1,0	2,0		2,91	34,3
6	81,49	8,77		2,92	6,49	0,33				0,33			0,33									0,33	1,62	0,65	3,57	154
7	81,17	10,39		4,54	3,90																1,95	1,95	0,65		5,84	154
8	85,43	6,56	1,09	1,45	5,47							0,36		0,36						0,73		1,09	1,09	1,09	0,73	274
9	76,23	11,88	0,87	3,48	7,25	0,29				*0,29*		1,15			0,29				0,29			0,58	0,87		3,48	345
10	60,0	13,45	3,79	5,86	15,52	1,38				*1,38*		2,07									0,34	0,34		1,03	14,83	290
11	66,28	14,53	2,04	4,36	12,21	0,58				*0,58*		1,45				0,29					0,29	0,58	0,29	0,58	6,10	344
12	65,22	13,04	0,93	5,59	14,60	0,62				*0,62*		1,86											0,93	0,31	12,11	322
13	65,94	12,32	3,62	3,44	13,59	0,73		0,36		*1,09*		1,81					0,18					0,18	1,81	0,18	8,51	552
14	64,74	12,98	2,45	4,74	15,09							1,23				0,18	0,35			0,18	0,53	1,24	0,53		4,21	570
15	67,81	15,63	1,56	5,63	9,06			0,31		0,31						0,31		0,31	0,31		0,31	1,24			8,13	320
16	69,78	13,48	1,33	6,67	7,86	0,44		0,44		*0,88*		0,44	0,30					0,30		0,30	0,44	1,34	0,89	0,89	16,74	675
17	52,29	20,61	3,05	9,54	14,13	0,38				*0,38*		0,76			0,38	0,76				0,38	2,67	4,19	1,15	0,38	35,50	262
18	59,23	18,70	0,12	9,35	11,85			0,75		0,75		1,25	0,25				0,12	0,37		0,37	0,37	1,48	2,49		27,68	802
19	42,09	4,82	0,45	2,55	48,27	1,0		0,27		1,27	0,55	1,36		0,09								0,09	0,64	0,27	17,73	1100
20	46,47	4,32	0,17	3,64	41,0	1,74	0,17	1,08	0,17	3,16	1,24	5,73						0,08	0,08	0,08	0,50	0,74	0,66		35,27	1205
21	70,65	9,51	2,17	1,09	14,67	0,82		0,54		1,36	0,55	8,70											2,17		28,53	368
22	61,87	11,73	3,73	2,94	15,47	0,53		3,20		3,73	0,53	10,93								0,80	0,53	1,33	5,60		47,20	375
23	67,86	11,79	1,78	2,86	12,50	1,07		2,14		3,21		9,64		0,36								0,36	1,43		60,71	280
24	64,94	17,24	1,15	5,17	10,35	1,15				1,15		2,30		0,57				0,57				1,14	0,57		11,49	174
25	49,17	27,50		8,33	14,17							2,50								0,83	0,83	1,66	3,33		9,17	60

Der pollenanalytische Befund

a) Die Baum- und Strauchvegetation

Das Diagramm zeigt eine deutliche Vorherrschaft der Nadelbäume *(Picea* und *Pinus)*. Während der erste größere Profilausschnitt fast ausschließlich von der Fichte beherrscht wird, dominiert die Kiefer von Probe 2 ab. Die Erlenkurve weist einen geschlossenen Verlauf auf, schwankt aber in ihren Werten zwischen ca. 1% und 48%. In Probe 20 wird *Alnus* subdominant und in der folgenden (19) übersteigt sie die Werte der Fichte.

Dieser Diagrammabschnitt zeigt bei Einschluß der Proben im Liegenden unter anderem eine auffallende Vertretung einer größeren Zahl von Waldkomponenten. Nachdem bereits in der ersten Probe (25) der analysierten Schichtfolge neben Fichte, Kiefer (letztere subdominant) und Erle auch die Hasel auftritt, weist letztere in der Folgezeit ihren höchsten in Murg ermittelten Wert mit nahezu 11% (Probe 22) auf, um dann stetig zurückzugehen. Nur in den unteren Lagen des stark humosen Mehlsandes (Gyttja) erreicht sie vor ihrem endgültigen Verschwinden aus dem Diagramm noch einmal einen Wert von über 2%. Als weitere thermophile Elemente erscheinen neben der Hasel in diesem Diagrammabschnitt zunächst die Linde, kurz darauf die Eiche. Während erstere einen Höchstwert von 1,74% erreicht, beträgt der der Eiche 3,20% (Probe 22). An EMW-Komponenten treten auch Ulme und Ahorn auf. Ihr Nachweis bleibt jedoch nur auf Probe 20 beschränkt. Auch die Tanne tritt bereits früh ins Diagramm ein. Ihre Werte schwanken im Bereich ihres Vorkommens (Proben 24-8) zwischen 0,2% und fast 4%. Der bezeichnende untere Teil des Diagramms ist ferner durch das Vorkommen der Hainbuche charakterisiert. Die Frequenz ist allerdings sehr niedrig. Als Maximalwert wurden 1,24% ermittelt. In der ganzen Folgezeit ließ sich *Carpinus* nicht mehr nachweisen.

Der Profilausschnitt unter- und oberhalb des Erlenmaximums ist also durch eine Anzahl anspruchsvollerer Waldvertreter — jedoch mit geringen Prozentwerten — gekennzeichnet. Das Waldbild zeigt in diesen Diagrammausschnitten seine größte Mannigfaltigkeit. Hinweise auf eine dichte Bewaldung geben neben der geringen NBP-Beteiligung die

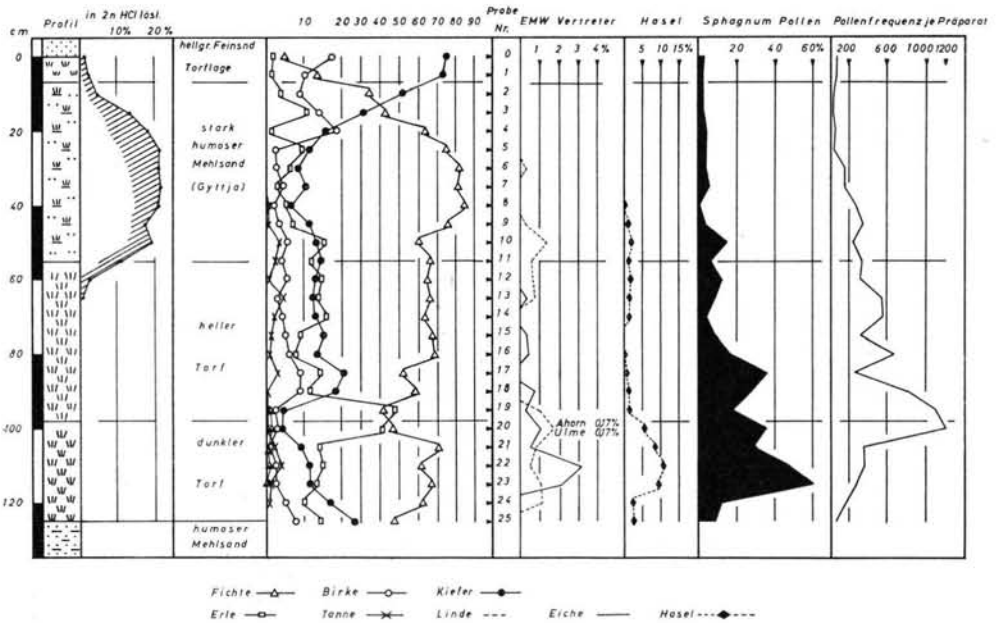


Abb. 1. Der Pollen-führende Abschnitt des Profils von Murg.

absoluten Pollenfrequenzen, die in Probe 20 1205 und in Probe 19 noch 1100 je Präparat aufweisen.

Eine deutliche Verarmung an bestandsbildenden Waldvertretern läßt sich von Probe 7 ab feststellen. Aus den Spektren verschwinden die Komponenten des Eichenmischwaldes ganz. Nur in Probe 6 tritt bei 308 ausgezählten Pollen noch 1 Lindenpollenkorn auf. Auch die Tanne und die Hasel verschwinden. Die Kurve der Erle ist, abgesehen von 2 kleinen Anstiegen in diesem Profilabschnitt, rückläufig. Sie sinkt bis auf knapp 2% (Proben 4, 1, 0). Die Fichte — im unteren und mittleren Abschnitt noch eindeutig dominierend — zeigt von Probe 6 ab einen kontinuierlichen Abfall von 80% auf ca. 5%. Der abschließende Diagrammabschnitt ist charakterisiert durch die Dominanz der Kiefer und einen Birkenanstieg.

b) Die Nichtbaumpollen

Auffällig ist für das ganze Diagramm der geringe Anteil an Nichtbaumpollen. Nachgewiesen werden konnten: Caryophyllaceen, Compositen, *Epilobium, Centaurea, Scabiosa, Artemisia,* Gramineen und Ericaceen (siehe Tabelle). Die höchsten Werte erreichen die NBP erst in der Kiefernzeit. Regelmäßig sind zudem *Sphagnum*-Sporen vertreten. Sie erreichen ihre größte Häufigkeit im Abschnitt, der durch die Anwesenheit der EMW-Vertreter, *Carpinus* und *Corylus* gekennzeichnet ist. Der ermittelte Maximalwert liegt bei gut 60% im Bereich des dunklen Torfes. Ihre hier häufige Vertretung weist auf eine starke Vernässung hin.

c) Zur Frage der Buchenvertretung

Bei einer Übersichtsuntersuchung fand Aletsee (nach freundlicher mündlicher Mitteilung) im unteren Bereich des dunklen Torfes (? Probe 23) ein gut bestimmbares Pollenkorn von *Fagus*. Da die Anwesenheit der Buche für die zeitliche Zuordnung der Schichtfolge von Murg von Wichtigkeit ist, wurde dieser Befund bei der Analyse der gesamten Probenserie besonders berücksichtigt. Trotz eingehender Durchsicht gelang es mir aber nicht, Buchenpollen festzustellen. Es kann sich also bei der Bestimmung durch Aletsee nur um den Nachweis eines vereinzelt gefundenen Buchenpollenkornes handeln. Von vereinzelten Buchenpollen berichtet auch Lüdi (1958) aus dem schweizerischen Alpenvorland. Sie gehören nach seinen Untersuchungen jüngeren, kiefern- und fichtenbeherrschten Interglazialabschnitten an. Auch Reich (1953) erwähnt ein vereinzeltes Pollenkorn von *Fagus* im Profil von Großweil III. Averdieck (1962), der eine Neuuntersuchung des Profils von Fahrenkrug/Holstein durchführte, fand bei seinen Untersuchungen keine Spur der Gattung *Fagus*. Fahrenkrug gehört dem letzten Interglazial (Saale/Warthe-Weichsel-Interglazial) an. In Odderade in Dithmarschen gelang es Averdieck jedoch, auch ein vereinzeltes *Fagus*-Pollenkorn nachzuweisen. Er stellt diese Lokalität ins Brørup-Interstadial. Das völlige Fehlen bzw. das vereinzelt gefundene Pollenkorn der Buche — sicher auf Fernverwehung zurückzuführen — gäbe einen Hinweis dafür, daß das Diagramm von Murg jenen Diagrammen zuzuweisen ist, die durch das Fehlen von *Fagus* charakterisiert sind und damit ein interglaziales Alter aufweisen. Mit Sicherheit tritt in Murg die Hainbuche an Stelle der Buche.

d) Zur Frage der *Picea*- und *Pinus*arten

Bei der Durchsicht der einzelnen Proben fiel auf, daß besonders die oberen Diagrammabschnitte neben der Hauptmasse an großen Fichtenpollen auch durch das Vorkommen kleinerer *Picea*pollen gekennzeichnet sind. Durchgeführte Messungen ergaben für die großen Fichtenpollen Längenwerte zwischen 90—140 μ. In Ausnahmefällen stieg der Wert bis 150 μ. Die gemessenen Werte der Luftsackhöhen liegen zwischen 50—80 μ, im Mittel bei 71 μ. Die kleineren Fichtenpollen maßen in der Länge 60—70 μ, die Luftsackhöhen lagen im Mittel bei 52,5 μ. Sie fallen damit in den Bereich kleinerer Pollen vom Omorika-Typ. Dieser Nachweis erlaubt den Schluß, daß diese Fichtenart an der Zusammensetzung

der Nadelwaldbestände in der Schlußphase der limnischen Sedimentation in Murg beteiligt war.

In Probe 0 (Kiefernzeit) wurden auch Messungen an Kiefernpollen durchgeführt. Die Länge derselben schwankt zwischen 50—80 μ. Während die kleineren Typen (unter 65 μ) auf *Pinus silvestris* hinweisen, sind die größeren (zwischen 65—80 μ) *Pinus mugo* (nach Lüdi 1958, S. 30) zuzuweisen. Damit ist für diese Probe auch der pollenanalytische Nachweis der Bergkiefer wahrscheinlich gemacht.

So repräsentieren die oberen Spektren ein Waldbild, das sich aus Vertretern beider Föhrenarten zusammensetzt. Daß das Waldkleid noch dicht war, läßt sich durch die geringen NBP-Werte (maximal 15%) erweisen.

Zeitliche und klimatische Stellung der Schichtfolgen

Nach den Befunden erweist sich das vorgelegte Diagramm als interglazial. Das Vorherrschen der Fichte und Kiefer deckt sich durchaus mit den Befunden Lüdi's (1953 u. 1958) aus dem schweizerischen Alpenvorland. Der untere und mittlere Teil (bis einschließlich Probe 8) mit seinen geringen Anteilen an wärmeliebenden Vertretern (Hasel, Eiche, Linde, Ulme, Ahorn) stellt das Diagramm von Murg in den End-Abschnitt der Vegetationsentwicklung eines Interglazials. Anzeichen für ein ausklingendes Optimum treten in den Proben 19 und 20 auf; nicht nur die hohe Pollenfrequenz, auch die relative Häufung wärmeliebender Vertreter deuten darauf hin. Der hohe Anteil von Sphagnumsporen im liegenden Teil des analysierten Profils weist auf ein sphagnumreiches Moor hin. Der Maximalanstieg der Fichte auf ca. 80% in den Proben 6—8 läuft parallel mit dem Verschwinden der letzten Vertreter einer wärmeliebenden Flora. Von Probe 6 ab beginnt der kontinuierliche Anstieg der Kiefer, in den letzten Spektren auf nahezu 76%. Nicht nur der Kieferanstieg, sondern auch der der Birke auf fast 18% deuten auf eine Klimaverschlechterung im Ausgang der erfaßten Vegetationsentwicklung hin. Die hohen Werte von *Alnus* in Probe 19 sind sicher lokal bedingt, wenn auch die durchlaufende Kurve der Erle auf ein regelmäßiges Vorkommen im Bereich von Murg hinweist. Der Gesamtbefund mit den ausgesprochenen *Picea*- und *Pinus*werten zeigt viele Analogien zu den Befunden von Lüdi und Reich im schweizerischen und bayerischen Alpenvorland.

Der Klimacharakter weist für den gesamten pollenanalytisch untersuchten Ablagerungskomplex eindeutig auf eine gemäßigte kontinentale Färbung hin. Sie ist bezeichnend für das ausklingende Riß/Würm-Interglazial, das nach Firbas (1958, S. 87) durch keine größeren Kälteschwankungen, insgesamt gesehen, unterbrochen ist. Diese Feststellung läßt sich auch durch unsere Untersuchungsbefunde erhärten. Die stratigraphischen Verhältnisse (s. Abschnitt 1) bestätigen die zeitliche Einstufung der Torf- und Gyttjaablagerungen von Murg.

Ergebnis

Das Diagramm von Murg zeigt eine ausgesprochene Dominanz der Nadelhölzer. Es ist deutlich zweigeteilt. Ein langer älterer Abschnitt (Proben 8—25) ist gekennzeichnet durch die Vorherrschaft der Fichte. Wärmeliebende Waldkomponenten — mit sehr geringen Werten vertreten — charakterisieren in geschlossener Kurve nur die liegenden Sedimentfolgen. In Probe 6 gelang der letzte Nachweis der Linde. Mit dem Abstieg der Fichtenkurve korrespondiert ein kontinuierlicher Kiefernanstieg mit Höchstwerten in den letzten Proben des Diagramms.

Ein Klimaoptimum dokumentiert sich in den Proben 19 und 20. Zu diesem Zeitpunkt gewinnt vorübergehend die Erle die Führung im Diagramm. Diese Dominanz ist sicher lokal bedingt.

Der Gesamtcharakter der Vegetationsentwicklung im Profil von Murg weist unter Berücksichtigung der Baum- und Strauchvertreter wie der Nichtbaumpollen auf einen End-Abschnitt eines Interglazials mit einem geschlossenen Waldkleid hin.

4. Der Klimaablauf der Zeit der Bildung des unteren Profilabschnittes

Die Auswertung der Untersuchungen des unteren Abschnitts des Murger Profils zeigt damit folgende Entstehungsgeschichte:

Eine mächtige Lage von Gletschereis, das, aus dem Alpengebiet kommend, nach Norden vorstieß, füllte teilweise die Senke zwischen Schweizer Jura und Schwarzwald aus und überfuhr etwa 2 km über Murg hinaus den Südfuß des Schwarzwaldes. Aus einer späteren immer noch kalten Phase, als das Eis schon wieder zurückgeschmolzen war, sind Strukturböden erhalten. Es folgte ein vielleicht längerer Zeitabschnitt, von dem die Überlieferung fehlt. Vielleicht haben wir es mit einer Unterbrechung der Sedimentation zu tun, vielleicht ist bereits abgelagertes Gestein später wieder abgetragen worden.

Irgendwann wurde es dann erheblich wärmer. Wahrscheinlich erst aus der Zeit nach dem Maximum der warmen Phase sind wieder Sedimente erhalten. Es bildete sich Torf. Im Pollendiagramm sind Linde, Eiche, Ahorn, Ulme und Hasel sporadisch in Teilkurven vertreten. Das sehr starke Vorherrschen von Fichte und Erle kann für ein feuchtes Klima sprechen. Noch fehlen zunächst Spätfröste und scharfe Winterfröste. Erst im oberen Teil des pollenführenden Abschnitts verschwinden die Baumarten, die ein wärmeres Klima beanspruchen, und zuletzt dominieren Kiefer und Birke. Eine neue kalte Phase beginnt.

Nur die untere Hälfte dieser Serie besteht aus rein phytogenen Sedimenten. Die obere Hälfte, wo es, nach den Pollen zu urteilen, bereits kälter wurde, enthält die Gyttja-artigen Ablagerungen eines eutrophen Gewässers. Feingeschichtete, kalkreiche Mehlsande voller Pflanzenreste wurden sedimentiert. Faust- bis kindskopfgroße Gerölle im obersten Abschnitt könnten durch treibende Eisschollen, vielleicht aber auch durch menschliche Einwirkung in das feinkörnige Sediment gekommen sein.

5. Der obere, aus Lössen bestehende Teil des Profils

Die pollenführende Serie wird von etwa 9 m Löß überlagert. Die neu hereinbrechende Kaltzeit begünstigte bei schütterer Vegetation die Verwehung von Lößstaub. In den durch Niederschlag verschwemmten Grenzschichten von Mehlsand und unterem Löß fand E. Schmid (1949) Krotowine, die ausgefüllten Gänge höhlenbauender Nagetiere. Später folgten dann in der äolischen Ablagerungsform noch erhaltene Lösse, also Zeugen eines kalten, vielleicht trockenen Klimas. Diese Abfolge: Torfmoor — gyttjenbildender See-Niederschlagseinfluß — äolischer Löß zeigt die umgekehrte Reihenfolge einer Sedimentation, wie sie aus der Übergangszeit vom Würmglazial über das Spätglazial zum Holozän vorkommt, umgekehrt deswegen, weil das Murger Profil eine Klimaentwicklung von Warm zu Kalt zeigt.

Über etwa 2 m unterem Löß folgt eine Bodenbildung, die das Gestein zu einer Parabraunerde umwandelte. Diese Bodenbildung ließ sich mit einer Mächtigkeit um ± 2.50 m durch die ganze Grube (über 100 m) verfolgen. Die Schicht ist entkalkt. Ein wesentlicher Teil des Bodenmaterials ist, wie die Feinschichtung zeigt, durch Niederschlagswasser verlagert worden, und man muß fragen, ob es sich nicht vielleicht bei der ganzen Lage um einen verschwemmten Horizont handelt. Nach der Morphologie ist für den größten Teil der Grube eine Verschwemmung lediglich vom Kalvarienberg her möglich. Seine höchste Erhebung, wo heute Gneis zu Tage tritt, liegt ca. 30 m südwestlich der Ziegeleiwand. Damit fehlt eine Fläche, die groß genug wäre, um eine so große Menge von Lehm, wie sie durch die Ziegeleigrube aufgeschlossen wurde, verwittern zu lassen. Die Verlagerung kann daher stets nur wenige Meter betragen haben.

Weitere Beobachtungen sprechen dafür, daß auch Verwitterung an Ort und Stelle stattfand. Im Löß unterhalb des entkalkten Lehms findet sich eine Zone der Kalkanreicherung mit beginnender Lößkindelbildung. Ferner sind in einzelnen Lagen die Reste von Kotballen von Würmern erhalten, die auch bei geringfügiger Umlagerung zerstört worden

wären. An einigen Stellen konnte eine schwache „Pseudomycel"-Bildung beobachtet werden. Hierbei handelt es sich nicht um die feinen Kalkfäserchen, die in bodenkundlichen Arbeiten oft als „Pseudomycel" bezeichnet werden und die sich bei sekundärer Kalkverlagerung in Schichten bestimmter Dichte und Plastizität bilden. Vielmehr ist in Murg ein fossiles, feinstfaseriges, phytogenes Zellgewebe, das nur bei stärkerer Vergrößerung sichtbar wird, erhalten. Entsprechendes ließ sich bisher nur in den Schichten einer kräftigen Bodenbildung nachweisen.

Alle diese Beobachtungen führen zu dem Schluß, daß die ± 2,50 m mächtige Lehmschicht der Zeuge einer intensiven Bodenbildung ist, wie sie nur bei einem wärmeren Klima entstehen konnte. Dabei zeigt das Lagerungsgefüge, daß Niederschlagswasser bei der Entstehung der Schicht eine wesentliche Rolle spielte. Vor allem in den oberen Abschnitten des Bodens ist Umlagerung besonders deutlich. Nach großenteils verschwemmten Schichten folgt nochmals ein geringmächtiger verbraunter Horizont, der dann von größtenteils äolisch sedimentiertem Löß überlagert wird. Die Vegetation fehlte, es war wieder kalt geworden.

Im jüngsten Abschnitt des Profils liegen über diesem Löß wieder verschwemmte Schichten. Zu unterst findet sich eine schwache Bodenbildung, darüber folgt durch Niederschlagswasser umgelagertes Sediment, das nach oben in den holozänen Boden übergeht. Dieser Boden wird an mehreren Stellen von entkalkten, verschwemmten Schichten überlagert. Als Folge des Ackerbaus fehlte zu bestimmten Jahreszeiten die schützende Vegetation, und so konnte der Niederschlag in jüngster geschichtlicher Zeit wieder Lößmaterial verlagern.

Die Untersuchung des Murger Profils zeigt demnach, daß nach der großen Vergletscherung, die das Alpeneis bis zum Südfuß des Schwarzwaldes vorstoßen ließ, vor dem Holozän 2 bedeutende warme Zeitabschnitte lagen, die von Kaltzeiten eingerahmt wurden. Das Klima der älteren Warmzeit war nach den Ergebnissen der Pollenanalyse kaum wesentlich kälter als das der Gegenwart, wobei offenbleiben muß, ob nicht ein noch wärmerer Zeitabschnitt direkt voranging, von dem die Überlieferung fehlt. Über das Bildungsklima des zweiten Bodens wissen wir weit weniger. Wenn man jedoch die bei der bodenkundlichen Lößstratigraphie üblichen Schlußfolgerungen zieht, muß auch in der Zeit der Entstehung dieser Schicht ein warmes Klima geherrscht haben.

6. Diskordanzen im Profil

Unterbrechungen in der Sedimentation und Erosionsdiskordanzen sind für die Ausdeutung eines Profils von entscheidender Bedeutung. Liegen sie innerhalb von Lössen, sind sie makroskopisch meist nicht und mikroskopisch oft nur schwer zu erkennen. Auf dem Diagramm (Abb. 2) sind ganz links neben der Schichtfolge die im Profil gut erkennbaren Diskordanzen in einer eigenen Rubrik angegeben. Sie finden sich (von unten nach oben) in folgenden Schichtabschnitten:

1. An der Oberfläche des Gneises: Die Abtragung von mehr als 700 m permischer, mesozoischer und ältestkänozoischer Sedimente fällt wohl zum größten Teil in die Zeit des oberen Tertiärs. Die Abtragung älterer pleistozäner Schichten kann bis kurz vor der Vergletscherung des Gebietes gegangen sein.

2. An der Oberfläche des Geschiebelehms: Dieser ist tiefgründig verwittert. Der ältere Abschnitt der warmen Zeitphase, die diese Verwitterung verursachte, ist nicht mehr vorhanden.

3. Im Bereich der verschwemmten Schichten vor Beginn der Lößablagerung.

4.—6. zu Beginn, innerhalb und am Ende des entkalkten Abschnittes. Zwischen 3,50 und 7,00 m Tiefe liegen mehrere Umlagerungsphasen, die in verschiedenen Profilabschnitten jeweils andere Schichten erfassen.

7. Nach Ablagerung des oberen äolischen Lösses: Wahrscheinlich fehlen hier recht erhebliche Lößmengen. Das Profil zeigt somit nur kurze Zeitabschnitte, aus denen Sediment erhalten ist, neben langen Zeiträumen, aus denen die Gesteinsüberlieferung fehlt.

Die Lückenhaftigkeit, die jedes größere Profil terrestrischer Sedimente besitzt, kommt bei der Profiluntersuchung von Murg besonders deutlich zum Ausdruck und läßt sich mit Hilfe der besonderen Untersuchungsmethoden auch aufzeigen.

7. Funde fossiler Säugerreste in der Ziegeleigrube von Murg

Bereits ZINK (1940) gibt eine Zusammenstellung der Fossilfunde von Murg. Demnach stammen aus dem älteren Löß: *Mammuthus primigenius, Rangifer tarandus, Coelodonta antiquitatis* und *Bos primigenius*. Bei weiteren Funden ist ungewiß, ob sie aus dem älteren oder dem jüngeren Löß stammen. Es sind dies: *Coelodonta antiquitatis, Bison priscus, Bos primigenius, Cervus elaphus, Cervus alces, Equus caballus*. Durch Funde, die von Herrn E. GERSBACH geborgen wurden und deren Lager fixiert werden konnte, ist diese Liste zu ergänzen.

Bison. Aus der hellen Schicht dicht über dem Torflager stammt der Atlaswirbel eines Bisons. Seine Maße wurden bereits in einer Liste, in der Atlaswirbel von Boviden und Cerviden verglichen wurden, veröffentlicht (GUENTHER 1962). Danach unterscheidet sich der Murger Atlas durch seine geringe Größe und durch bestimmte Verhältniszahlen von allen anderen, besonders jüngeren, untersuchten Bisonten. Die Maße der Tabelle mögen dies erläutern.

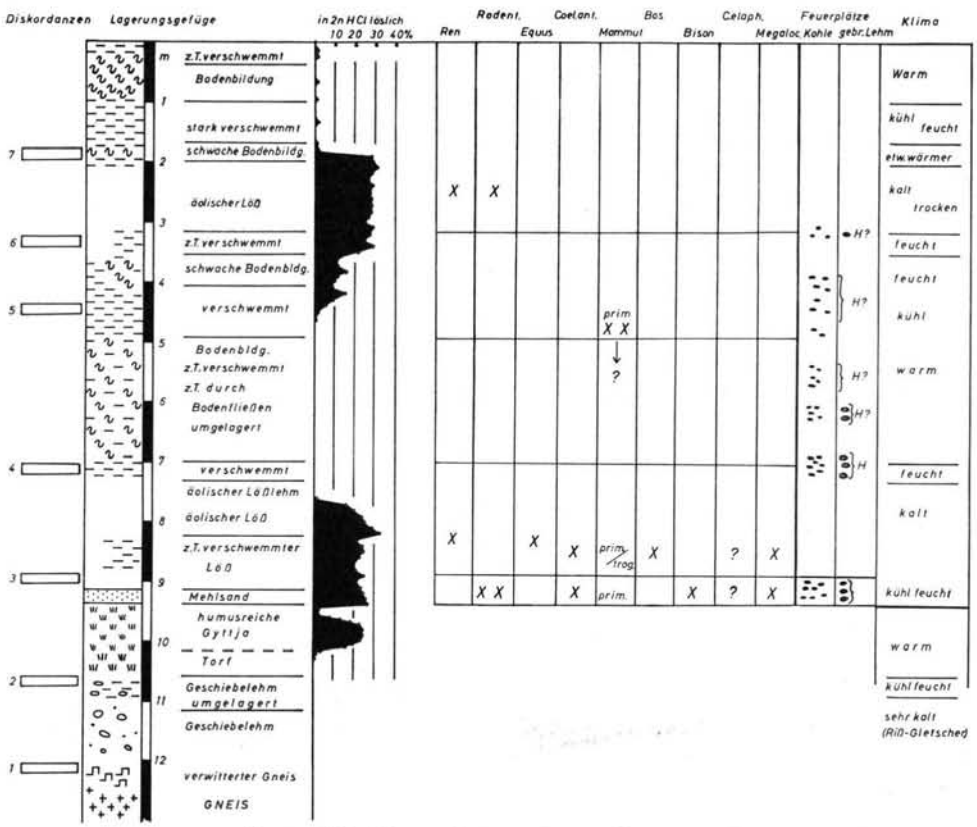


Abb. 2. Schichtfolge und Fauna des Profils von Murg.

Tabelle 2

Maße des Atlas-Wirbels (in mm) von verschiedenen Bisonten

	Atlas d. Murger Bisons	Mittlerer Wert von 4 würmzeitlichen Bisonten	Mittlerer Wert von 4 rezenten Wisenten
Flügelbreite	160	245	161
Flügellänge	87	151	110
Länge des Arcus dors.	50	74	55
Vordere Gelenkfläche	105 x 50	142 x 66	112 x 56
Foramen vertebrae (Caudale Seite)	40	64	46

Aus der Zusammenstellung ist zu ersehen, daß der Atlas-Wirbel des Bisons von Murg in allen Maßen wesentlich kleiner ist als die entsprechenden Wirbel der vor allem würmzeitlichen Bisonten. In der Breite der Alae erreicht er gerade den rezenten *Bison europaeus* Ow., bleibt aber schon in der Flügellänge weit hinter diesem zurück. Geschlechtsdiamorphismus kann hierbei nur eine unwesentliche Rolle spielen, da von den 4 Atlas-Wirbeln des *Bison europaeus* wenigstens 3 von weiblichen Tieren stammen. Wenn der Schluß von den Ausmaßen des Atlas-Wirbels auf die Größe statthaft ist, gehörte der Bison von Murg zu einer kleineren Art.

Von vielen Palaeontologen werden 2 Entwicklungslinien der pleistozänen Bisonten unterschieden. Es sind dies die Linie eines großen Steppenbisons und diejenige eines kleinen Waldwisents. Der erstere wird dem *Bison priscus* Boj. und der letztere dem *Bison europaeus* Ow. (=*B. bonasus* L.) gleichgestellt. Beide Formen scheinen vom frühen Pleistozän an nebeneinander gelebt zu haben. Die kleine Form wurde von Schoetensack in den Sanden von Mauer beobachtet, von Freudenberg dann genauer untersucht und als Vorfahre des *Bison bonasus*, der in geringen Resten heute noch lebenden Waldform, angesehen. Wernert (1957) konnte die Art an Hand von Fußknochen im „Löß ancien moyen" von Achenheim bei Straßburg nachweisen.

Die Zugliederung des Murger Atlaswirbels zu diesen Formen bereitet Schwierigkeiten. Zum Steppenbison *(Bison priscus* Boj.) kann er keinesfalls gestellt werden. Die Unterschiede sind zu groß. Aber auch von *Bison europaeus* Ow. (=*bonasus* L.) trennen ihn mehrere Merkmale, so die Flügellänge, die Länge des *Arcus dorsalis*, der Abstand der vorspringenden Enden der Gelenkflächen und vor allem die Ausbildung des Foramen vertebrae (Guenther 1962).

Riesenhirsch. Eine Bereicherung der Aufsammlungen in Murg bedeuten die Reste zweier Unterkiefer von Riesenhirschen *(Megaloceros giganteus* Aldr.). Ein etwas besser erhaltenes Stück stammt nach Mitteilung von Herrn E. Gersbach sen. aus dem unteren Löß. Der Erhaltungszustand bestätigt ein kalkreiches Sediment. Im Mandibelkanal waren noch Lößreste vorhanden, deren Kalkgehalt bei 24% lag. Das Stück ist auf der lingualen Seite zerbrochen, vielleicht durch Hyänenverbiß. An Zähnen sind erhalten M_1 bis M_3. Die Wurzeln des P_3 und P_4 stecken noch im Kiefer. Nach dem Abkauungszustand der Zähne handelt es sich um ein nicht mehr junges Tier. Das Stück zeichnet sich durch eine dunkelbraune Farbe aus.

Herr Dr. Wernert aus Straßburg, dem ich den Kiefer zum Vergleich mit entsprechenden fossilen Resten vorlegte, teilte mir mit: „Verglichen mit allen *Megaceros*-Mandibeln von Achenheim zeichnet sich die aus Murg durch folgende Charakteristika aus, wobei sich vorwegnehmen läßt, daß sich ein Vergleich mit dem Material aus älterem temperiertem Löß erübrigt, da dieser in jeder Hinsicht graziler ist. Der Kiefer zeigt eine außerordentliche Dicke unter dem M_3 (sie ist durch Quetschung noch besonders vergrößert). Dieses Maß nimmt verhältnismäßig langsam in Richtung auf das Diastema bis unter P_4 und P_3 ab. Der M_3 ist durch Länge und Breite bemerkenswert. Ein verdoppelter accessorischer Pfeiler

ist zwischen dem mittleren und dem hinteren Lobus der labialen Schmelzwand des M_3 ausgebildet und ein einfacher Pfeiler zwischen dem vorderen und dem mittleren Lobus."

Der erstere accessorische Pfeiler fehlt bei allen Unterkiefern von *Megaloceros* von Achenheim, sowie den Mandibeln, die in den Paläontologischen Museen von Berlin und Wien untersucht werden konnten.

Zur diagnostischen Auswertung der auffallenden Dicke der Mandibel wurde von allen vermessenen Unterkiefern ein Quotient errechnet, der die Höhe zur Breite in Beziehung setzt. Sie ergibt sich aus: mittl. Wert der Höhe d. lingualen und buccalen Seite unter M_1, M_2, M_3 dividiert durch die Dicke des Kiefers unter M_1, M_2, M_3. Die gefundenen Quotienten wurden nach dem geologischen Alter der fossilen Kiefer geordnet. Als Ergebnis zeigte sich — innerhalb einer nicht unbeträchtlichen Variation — eine Abnahme der relativen Dicke während der Würmvereisung. Der außerordentlich kräftige Unterkiefer von Murg paßt hiernach am besten zu Funden von Phöben bei Potsdam, einer Fundstelle, die nach WOLDSTEDT (1958) dem letzten Interglazial zuzugliedern ist.

Zur Frage der Parallelisierung mit Achenheimer Funden käme wohl am ehesten das Fragment eines linken Mandibelastes in Betracht, der mehr oder weniger dem Murger Stück entsprechen könnte (gefunden am 8. 10. 1958, daher im Buch von WERNERT 1957 noch nicht erwähnt). Er stammt aus dem roten sandigen „Lehm" über dem roten Vogesensand der Schiltigheimer Terrasse. Die Schotter dieser Terrasse könnten nach WERNERT rißzeitliches Alter haben. In und auf diesem fluviatilen Lehm lagen die im Profil am höchsten gefundenen Backenzähne (M_1 und mm_2) von *Palaeoloxodon antiquus* FALC. „où ses molares présentent un caractère évolutif très net".

Ein sehr viel schlechter erhaltener Unterkieferrest eines wesentlich jugendlicheren Riesenhirsches stammt von der „Langen Westwand der Lößgrube Michel" aus dem Jahre 1938. Er lag direkt über der Moräne an einer Stelle, an der diese von Löß überdeckt war. Nach dem schlechten, aber kennzeichnenden Erhaltungszustand gehört dieses fossile Stück in das Lager der untersten Elefantenzähne und Nashornreste. Erhalten ist lediglich der M_3 der rechten Kieferseite zusammen mit einigen Knochenresten. Der Vergleich mit anderen dritten Unterkiefermolaren zeigt, daß der besser erhaltene Unterkiefer sich durch besonders kräftige Zähne (und auch Bau des Knochens) auszeichnet. Der schlecht erhaltene Unterkiefer paßt in Zahn und Knochen weit besser in die Variation der übrigen Vergleichsstücke (Tabelle 3).

Tabelle 3

Maße der Unterkiefer von verschiedenen Riesenhirschen

Maße d. M_3	Länge	Größte Dicke des mittleren Pfeilers	Höhe
Murg, besser erhaltenes Fragment	44	21—24	20
Murg, schlechter erhaltenes Fragment	39	23,5	22,5
Bad Tatzmannsdorf, Alleröd b. Wien	38,5	19—21	22—27
Klein Besen Mittenwalde	41	20	18,2
Nieder Lehme (Berlin)	38	22	—

Der zweite Riesenhirschunterkiefer ist, soweit es sich bei dem schlechten Erhaltungszustand erkennen läßt, ausgesprochen grazil, und der Rechen-Quotient: Höhe durch Dicke ist viel kleiner als bei den aus jüngeren Schichten stammenden Kiefern mit gleich großen Molaren.

In Murg fanden sich also dicht über dem Torfmoor ein sehr schmaler Kiefer und aus den kälteren und jüngeren Schichten ein ganz besonders kräftiges Dentale von besonderer Dicke.

Die Elefanten. Von besonderer Bedeutung sind die Elefantenreste von Murg. Zur Zeit liegen 8 verschieden gut erhaltene Backenzähne vor. Ihre wichtigen Meßzahlen

Tabelle 4 Wichtigste Maße der in Murg gefundenen Backenzähne von Elefanten

Inv. Nr.	Fundschicht	Art	Zahn in der Dentitionsreihe	Lam. Formel	Länge mm	Breite mm	Höhe mm	angek. Lam.	Längen - Lamellen - Quotient	mittlerer Wert d. L.L.Q.
868	Aus dem weißen Sand dicht über dem Torf, (MICHEL) gefunden 1961	*Mamm. prim.*	(mm_3 sin.) ? oder M_1 sin.	x 12 x	118 vollst. erhalten	55	48 (mit Wurzel 84)	alle	○ 114:12= 9,5 □ ext. 83: 9= 9,2 ◪ int. 90:10= 9,0	9,2
869	dicht über dem Torf, gefunden 1961	*Mamm. prim.* Fragm.	mm^3 sin.	- 5 x	50	52	47 (mit Wurzel 70)		○ 52: 6= 8,6 □ ext. 42: 5= 8,4 ◪ int. 43: 5= 8,6	8,5
870	dicht über dem Torf, Auswurfrest	*Mamm. prim.* Fragm.	M^2 Kieferseite nicht feststellbar	- 3 -	68	73	20 (mit Wurzel 46)	alle	40: 4=10	ca. 10
871	aus dem unteren Löß (nach E. GERSBACH)	*Mamm. prim. trog.* Fragm.	M_3 dextr.	- 10½ -	191 ursprüngl. ca. 280	81	111	5½	○ 124:10=12,4 □ ext. 139:10=13,9 ◪ int. 169:10=16,9	13,7
872	wahrscheinlich aus dem Löß-lehm oder dem oberen Löß	*Mamm. prim.* Fragm.	M^3 sin. (hinterer Abschnitt	- 11 x x sehr schwach)	141	89	159 (mit Wurzel 173)	keine	○ 131:11=11,9 □ ext. 133:10=13,3 ◪ int. 128:11=11,6	12,4
873	„ „	*Mamm. prim.* Fragm.	mm^3 dextr.	x 9 -	78	54	94	x 5	○ 78:10= 7,8 □ ext. 45: 5= 9,0 ◪ int. 48: 6= 8,0	8,15
874	„ „	*Mamm. prim.* Fragm.	M^2 dextr.	- 5 x	78	62	150 (mit Wurzel 188)	1	○ 43: 4=10,75 □ ext. 67: 5=13,4 ◪ int. 47: 4=11,7	11,2
875	„ „	*Mamm. prim.* Fragm.	M_2 Kieferseite nicht feststellbar	- 2 -	27	58	78	alle	○ 23: 2=11,5 □ ext. 32: 3=10,6 ◪ int. 24: 2=12,0	10,9

○ Kauflächе Mitte □ ext. Wurzelzone: buccal ◪ int. Wurzelzone: lingual bzw. palatinal

sind auf Tabelle 4 zusammengestellt. Zur Errechnung eines vergleichbaren Längen-Lamellen-Quotienten (L.L.Q.) werden mehrere Werte benötigt. Zunächst der L.L.Q. der Kauflächenmitte und weiter die lingualen (internen) und buccalen (externen) Werte der Wurzelbereiche. Nach diesen Zahlen läßt sich unter Berücksichtigung der Abkauungstiefe ein nicht mehr erhaltener L.L.Q., den der noch nicht abgekaute Zahn hatte, ziemlich genau abschätzen. Der mittlere L.L.Q. eines Molaren errechnet sich dann aus:

$$\text{L.L.Q. des nicht angekauten Zahnes} + \frac{\text{mittl. Wurzelwert der lingualen und buccalen Seite}}{2}$$

Damit ist eine Zahl errechnet, die vergleichbare Werte gibt und nicht anhängig ist vom Abkauungsgrad, der Krümmung der Molaren und dem Divergieren und Konvergieren der Lamellen von der Kaufläche zur Wurzel. Auf Abb. 3 sind die so errechneten mittleren Längen-Lamellen-Quotienten der Elefanten-Backenzähne von Murg eingetragen. Es zeigt sich, daß inner- und oberhalb des mächtigen Lehms (auf Abb. 3 zwischen 5 und 7 m Tiefe) Mammonteus primigenius auftritt, im Löß zwischen diesem Lehm und dem Torf eine Elefantenart, deren L.L.Q. hoch genug liegt, daß man von einem *M. primigenius/trogontherii* Pohl. sprechen kann. Auch andere Merkmale bestätigen diese Zugliederung. Dicht über dem Torf tritt dann wieder *M. primigenius* auf.

Diese Abfolge: In der Warmzeit Mammut, in der darauf folgenden Kaltzeit die Übergangsform *M. primigenius/trogontherii* und erst später wieder das eigentliche Mammut, konnte bei verschiedenen horizontiert gesammelten Fundserien beobachtet werden. Hiernach ergibt sich eine Möglichkeit der Parallelisierung zu Achenheim: Es entspricht der

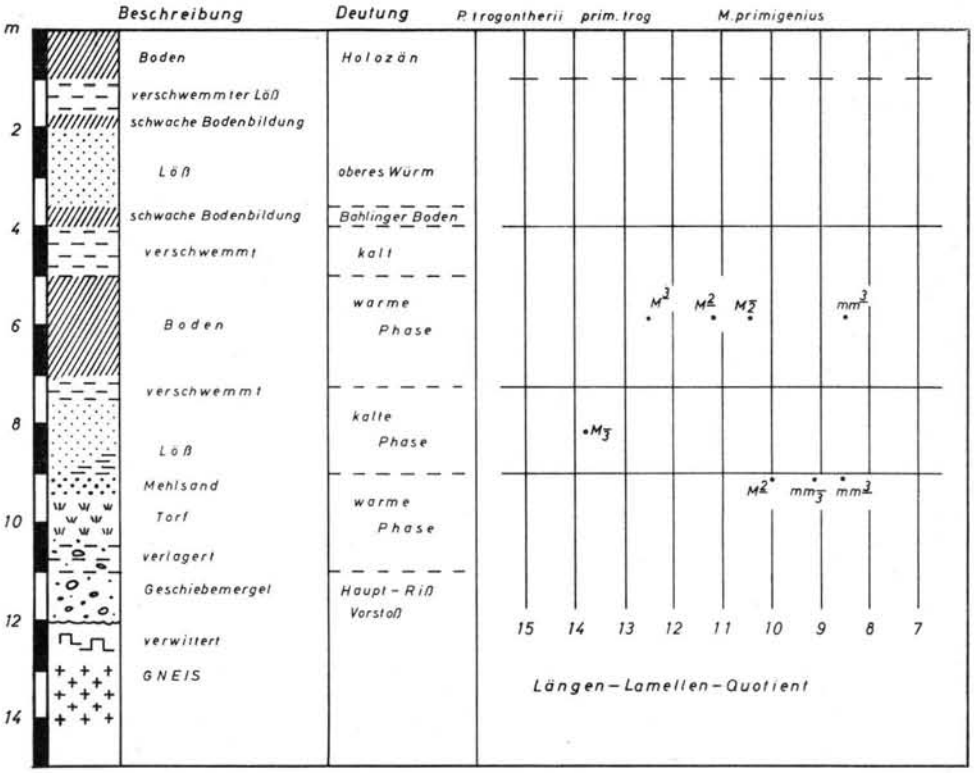


Abb. 3. Das Profil von Murg und die verschiedenen dort horizontiert gesammelten Elefantenarten.

Lehm, der den Löß ancien moyen von Achenheim nach oben abschließt, zeitlich ungefähr dem Torf von Murg. Sein Klima wird von WERNERT nach der Fauna bestimmt. Es ist gemäßigt, es gibt offene Wälder. Der Löß ancien supérieur entspricht im Murger Profil dem unteren Löß. Die Böden, die diese Schichten nach oben abdecken, entsprechen einander. WERNERT denkt an eine offene Wald- und Steppenvegetation (Taiga). Erst der darüber folgende Löß des Profils von Murg entspricht dem Loess récent von Achenheim.

Ur: Von geringer stratigraphischer Bedeutung scheint der Nachweis von *Bos primigenius* BOJ. im unteren Abschnitt des Lößprofils dicht über dem Torf zu sein. Nach KUHN-SCHNYDER (1947) erscheint der Ur als asiatischer Einwanderer zwar erst im letzten Interglazial im Schweizer Lebensraum. WERNERT (1957) gibt ihn jedoch aus Schichten an, die bestimmt älter sind. Ferner wurde er in den Waldelefanten-Schottern von Steinheim/Murr bereits nachgewiesen.

Wollhaariges Nashorn. An Nashornresten konnte ich im Heimatmuseum der Stadt Säckingen 2 Oberkiefermolaren und einige Zahnsplitter untersuchen. Die Oberkiefermolaren M^3 und M^1 oder ^{2} hatten ein Etikett mit folgender Beschriftung: Kalvarienbergwand, Murg 1936, Lößgrube MICHEL, Südecke, zusammen mit Artefakten gefunden. Die Stücke lagen direkt auf dem Gneisriff, das hier von dem untersten Löß überlagert war. Die Zähne sind dunkel gefärbt und ähneln im Erhaltungszustand den Elefantenzähnen aus den untersten Lagen des Lösses dicht über den pollenführenden Schichten. Die Splitterstücke tragen die Bezeichnung: Murg 1941, Ostecke der Westwand, gefunden auf der Grubensohle, bei den beiden in der Wand steckenden Rollblöcken (Moräne) mit Kohlen. Die Bruchstücke stammen von einem linken Oberkiefermolaren und einige vielleicht auch von einem Unterkieferbackenzahn. Alle Stücke gehören zu *Coelodonta antiquitatis* (JAEG.), dem wollhaarigen Nashorn.

8. Fauna, Altersbestimmung und Vergleich mit anderen Profilen

Ein Teil der neu gefundenen, horizontiert gesammelten Fossilreste ist von Bedeutung für die Altersdatierung der einzelnen Schichten des Profils von Murg.

a. Einige Aussagekraft haben die Elefantenzähne. Acht horizontiert gesammelte Backenzähne erlauben zwar nicht die Überprüfung der Variationsbreite einzelner Merkmale, sie ermöglichen jedoch Vergleiche mit anderen Profilen. Am Ende der Zeit der Torfbildung lebte ein recht hoch entwickelter *M. primigenius*. Im überlagernden Löß findet sich dagegen die zumeist ältere Form *M. primigenius-trogontherii*, und im darüber folgenden Lehm und oberen Löß tritt nunmehr endgültig *M. primigenius* auf. Der Vergleich mit dem Profil von Achenheim, wo die gleiche Elefantenfolge auftritt, zeigt, daß die untere *Primigenius*-Form dicht über der Schicht mit *Palaeoloxodon antiquus* liegt.

b. Der Nachweis einer kleinen Bisonform direkt über dem Torflager bestätigt den Waldcharakter des Horizonts. In Achenheim stammt der Nachweis einer entsprechenden Waldform aus der Schicht des „Loess ancien atypique" (Schicht 19) des „Loess ancien moyen", einem Horizont, der einem humushaltigen Lehm aufliegt, aus dem *Palaeoloxodon antiquus* nachgewiesen ist.

c. Die Unterkiefer der Riesenhirsche zeigen in verschiedenen Zeiten des Pleistozäns unterschiedliche Ausbildungen. Ein besonders kräftig entwickelter Unterkieferrest aus dem mittleren Löß von Murg hat Ähnlichkeit mit Unterkiefern von Phoeben bei Werder an der Havel, die vielleicht aus dem letzten Interglazial stammen. Aus der Entwicklungsreihe der Megaloceronten von Achenheim ergibt sich die beste Übereinstimmung mit einem Unterkieferast aus einem Lehm über der Schiltigheimer Terrasse. In diesem Lehm wurden 2 Backenzähne eines hochentwickelten *Palaeoloxodon antiquus* gefunden.

Alle drei Fossilarten machen die gleiche Aussage. Lediglich die Zone direkt über dem Geschiebemergel von Murg kann aus einem Zeitraum stammen, in dem *Palaeoloxodon an-*

tiquus noch lebte. Wahrscheinlich war es sogar die der Torfbildung kurz vorangehende, vielleicht noch wärmere Zeitphase, die die letzten Waldelefanten sah. Damit ist die Torfschicht ungefähr gleichaltrig mit dem Travertin von Ehringsdorf und zwar eher mit dem oberen Travertin über dem Pariser (GUENTHER 1957/58).

9. Menschliche Kulturen

Die Ziegeleigrube von Murg hat Artefakte des Levallois (z. B. Schildkerne, ZOTZ 1951) und vielleicht auch des Acheuls und Moustériens geliefert. Die Kulturen werden z. Zt. von Dr. Egon GERSBACH bearbeitet.

Auf menschlichen Aufenthalt weisen mehrere Feuerstellen hin, die während des Löß- und Lehm-Abbaus verschiedentlich zu sehen waren. Funde fossiler Tierreste zusammen mit Artefakten erlauben den Schluß, daß wenigstens ein Teil der Knochen und Zähne die Reste menschlicher Jagdbeute sind. Die Elefantenzähne ermöglichen eine Aussage über das Alter der Tiere. Danach sind folgende Altersklassen vertreten:

5—10 Jahre	2 Tiere	30—40 Jahre	4 Tiere.
20—30 Jahre	2 Tiere		

Eine natürliche Sterbegemeinschaft besteht zum überwiegenden Teil aus Elefanten, deren Lebensalter über 40 Jahren liegt. Bei den Murger Zähnen handelt es sich um eine Auslese jüngerer Tiere, die sich am besten durch menschliche Jagd erklären läßt.

Von den palaeolithischen Feuerstellen wurden durch Wind und Niederschlagswasser feinste Kohleteilchen in weitem Umkreis um die eigentlichen Herdplätze ausgebreitet. Diese Kohlestückchen sind zum Teil so feinkörnig, daß eine Bestimmung nur unter dem Binokular möglich ist. Dazu fanden sich intensiv rot gefärbte Körnchen, wie sie entstehen, wenn Löß oder Lehm gebrannt werden. Abb. 2 zeigt in der Spalte „Fundplätze", in welchen Horizonten nach diesen Untersuchungen die Herdstellen zu finden sind.

Die erste nachweisbare und nach den Beutestücken nicht geringe Besiedlung findet sich bereits im Mehlsand und untersten Löß. Die größere Zahl der Herdstellen ist allerdings jünger, sie befindet sich im mächtigen Lehm.

Schriften

AVERDIECK, F. R.: Das Interglazial von Fahrenkrug in Holstein. Ein Beitrag zur Frage des Buchenvorkommens im Jungpleistozän. - Eiszeitalter u. Gegenwart **13**, 5-14, 1962.

FIRBAS, F.: Über das Fagusvorkommen von Wasserburg am Inn (Oberbayern). - Veröff. geobot. Inst. Rübel in Zürich, Heft **33**, 1958.

GUENTHER, E. W.: Feinstratigraphische Untersuchung einer Zwischenschicht und der Deckschichten der Travertine von Ehringsdorf. - Alt-Thüringen, Jahresschr. d. Museums f. Ur- und Frühgeschichte Thüringens, **3**, S. 1-15, 1958. - - Funde von Ren und Riesenhirsch in nacheiszeitlichen Schichten aus der Nähe von Theresienhof bei Plön (Trentmoor und Brennacker). - Schriften naturw. Ver. Schleswig-Holstein **30**, S. 79-91, Kiel 1960. - - Sedimentpetrographische Untersuchung von Lössen zur Gliederung des Eiszeitalters und zur Einordnung paläolithischer Kulturen. Teil I. - Böhlau Verlag, Köln, Graz 1961. - - Zur Bestimmung der Atlas-Wirbel einiger pleistozäner Cerviden und Boviden. - Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg **31**, S. 490-503, Hamburg 1962.

HALLIK, R. & KUBITZKI, K.: Über die Vegetationsentwicklung des Weichsel-Interstadials aus Hamburg-Bahrenfeld. - Eiszeitalter u. Gegenwart **12**, S. 92-98, 1961.

HESCHELER, K. & KUHN-SCHNYDER, E.: Die Tierwelt der praehistorischen Siedlungen der Schweiz. - Aus TSCHUMI: Urgeschichte der Schweiz, S. 121-368, 1947.

LÜDI, W.: Die Pflanzenwelt des Eiszeitalters im nördlichen Vorland der Schweizer Alpen. - Veröff. geobot. Institut Rübel in Zürich, Heft **27**, 1953. - - Interglaziale Vegetation im schweizerischen Alpenvorland. - Veröff. geobot. Institut Rübel in Zürich, Heft **34**, S. 99-107, 1958.

PENCK, A. & BRÜCKNER, E.: Die Alpen im Eiszeitalter. - Leipzig 1901 u. 1909.

Pfannenstiel, M.: Die Vergletscherung des südlichen Schwarzwaldes während der Rißeiszeit. - Ber. naturf. Ges. Freiburg i. Br. **48**, S. 231-272, Freiburg 1958. - - Das Rißglazial des Südschwarzwaldes. - Eiszeitalter u. Gegenwart **11**, S. 228-229, Öhringen 1960. - - Glazialforschung im östlichen Schwarzwald. - Jb. d. Akad. d. Wiss. u. d. Lit. Mainz, 1961, S. 141, Mainz 1961.

Pfannenstiel, M. & Rahm, G.: Die Vergletscherung des Wutachtales während der Rißeiszeit. - Ber. naturf. Ges. Freiburg i. Br. **53**, S. 5-61, Freiburg 1963.

Reich, Helga: Die Vegetationsentwicklung der Interglaziale von Großweil-Ohlstadt und Pfefferbichl im Bayerischen Alpenvorland. - Flora **140**, S. 386-443, Jena 1953.

Reichelt, G.: Untersuchung zur Deutung von Schuttmassen des Südschwarzwaldes durch Schotteranalysen. - Beitr. z. naturk. Forsch. i. Südwestdeutschland **14**, S. 32-42, Karlsruhe 1955. - - Zur Frage der Rißvereisung des Südschwarzwaldes. - Erdkunde **14**, S. 53-58, Bonn 1960. - - Quartäre Erscheinungen im Hotzenwald zwischen Wehra und Alb. - Ber. naturf. Ges. Freiburg i. Br. **50**, S. 57-127, Freiburg 1960.

Schmid, E.: Rißeiszeitliche Krotowine bei Murg am Hochrhein. - Mittbl. bad. geol. Landesanstalt Freiburg i. Br., S. 50, Freiburg 1949-50.

Schmidtgen, O., & Wagner, W.: Eine altpaläolithische Jagdstelle bei Wallertheim in Rheinhessen. - Notizbl. Ver. Erdkunde und hess. geol. L.A. Darmstadt (5) **11**, S. 1-31, Darmstadt 1929.

Wernert, P.: Stratigraphie paléontologique et préhistorique des sediments quarternaires d'Alsace, Achenheim. - Mémoires du service de la carte géologique d'Alsace et de Lorraine **14**, S. 1-355, Strasbourg 1957.

Woldstedt, P.: Das Eiszeitalter, Grundlinien einer Geologie des Quartärs. Bd. 2, Stuttgart 1958.

Zink, F.: Zur diluvialen Geschichte des Hochrheins und zur Altersstellung der paläolithischen Station Murg. - Mitt. Reichsstelle f. Bodenforschung, Zweigstelle Freiburg i. Br., H. 1, S. 1-51, Freiburg 1941.

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

Manuskr. eingeg. 1. 3. 1964.

Anschrift der Verf.: Prof. Dr. Ekke W. Guenther, 23 Kiel, Geol. Inst. d. Univers. Olshausenstr. 40/60. Prof. Dr. F. Tidelski, 23 Kiel, Clausewitzstr. 7.

Eiszeitalter und Gegenwart	Band 15	Seite 181-186	Öhringen/Württ., 1. November 1964

Kritische Bemerkungen und neue Gesichtspunkte zur jungpaläolithischen Bestattung von Combe Capelle Périgord

Von Gisela Asmus, Köln

Mit 1 Abbildung im Text

Zusammenfassung: Das Skelett von Combe Capelle wurde bisher in das „Untere Aurignacien" (Périgordien I der neuen Nomenklatur) datiert. Diese Datierung erscheint jedoch zweifelhaft. Die alten Grabungsmethoden waren nicht exakt genug, um mit ihnen zu endgültigen stratigraphischen Schlußfolgerungen zu kommen. Die Bestattung wurde auf dem felsigen Untergrund entdeckt, leicht eingetieft in eine Strate Moustériens und „Unteren Aurignaciens". Aber es ist nicht erwiesen, daß der Tote auch zeitlich im „Unteren Aurignacien" bestattet wurde. Vielmehr scheint es, als handle es sich um ein Grab aus dem „Mittleren Aurignacien" (dem „Aurignacien typique" neuer Nomenklatur) oder sogar aus dem „Oberen Aurignacien" (dem Gravettien neuer Nomenklatur), das nachträglich in die genannten Schichten eingesenkt worden ist. Es ist wahrscheinlich, daß der Mann von Combe Capelle nicht den ältesten Menschenfund des jüngeren Paläolithikums schlechthin darstellt und daß er selber nicht auf französischem Boden bodenständig war.

Résumé: Le squelette de Combe Capelle a été daté jusqu'ici en Aurignacien inférieur (Périgordien I selon la nouvelle nomenclature). Ceci semble fort douteux. Les methodes utilisées autrefois dans les fouilles n'étaient pas assez précises. Dans ces conditions il était difficile d'aboutir à des conclusions définitives. La sépulture était trouvée sur le roc même dans une couche mince du Moustérien et de "l'Aurignacien inférieur". Mais ceci ne convainc pas, que le mort était enterré en époque de "l'Aurignacien inférieur". Il semble plûtot, qu'il s'agisse d'une tombe de "l'Aurignacien moyen" (Aurignacien typique selon la nouvelle nomenclature) ou peut être de "l'Aurignacien supérieure" (Gravettien selon la nouvelle nomenclature), qui etait enterrée ultérieurement dans les couches nommées. Il est vraisemblable, que l'homme de Combe Capelle ne représente pas l'homme le plus ancien du Paléolithique supérieur, et qu'il n'est pas originaire du sol français.

Vor 55 Jahren barg Hauser aus Schichten des Übergangsbereiches Moustérien — „Unteraurignacien" einen sensationellen Fund: die Bestattung von Combe Capelle. Im einzelnen soll hier auf die sattsam bekannten Fragen nach der Stellung dieses bedeutenden Fundes in der Stammesgeschichte des Menschen nicht eingegangen werden.

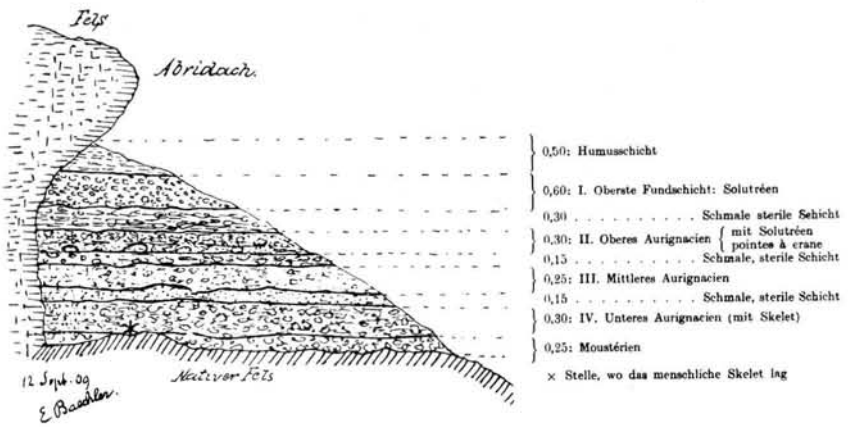
Nach der stratigraphischen Lagerung hielt Hauser (in Klaatsch u. Hauser 1910) den Fund für „frühaurignacienzeitlich". Er schreibt „eine Bestattung aus später paläolithischer oder gar neolithischer Epoche war von vornherein ausgeschlossen, denn im Verlauf der Ausgrabungen hatten sich die die einzelnen Niederlassungen scharf trennenden sterilen Schichten immer als völlig intakt erwiesen" (S. 274). An anderer Stelle heißt es, es könne „keinem Zweifel unterliegen, daß der Mensch dem unteren Aurignacien angehöre" (S. 284).

Bei genauer Durchsicht des Hauser'schen Berichtes bieten sich jedoch verschiedene Ansatzstellen, die einen so frühen Zeitpunkt der Bestattung in Frage stellen. Zunächst waren zur Zeit der Ausgrabung ganz allgemein die Grabungsmethoden noch sehr unzulänglich. Ein paläolithischer Fund erschien vom Objekt her vielfach wichtiger als die Begleitumstände seiner Lagerung. Auch muß in Betracht gezogen werden, daß vor einem halben Jahrhundert die paläolithische Kulturabfolge schematischer und einfacher erschien als heute. Manches, was heute als Parallelerscheinung aufzufassen ist, wurde damals als zeitliches Nacheinander angesehen. Inzwischen hat sich auch die Nomenklatur und die Betrachtungsweise dessen, was Hauser als „Aurignacien" ansah, geändert. Jedoch kann darauf nicht eingegangen werden. Der Einfachheit halber wird hier bei der Hauser'schen Nomenklatur geblieben.

Zur Grabung selbst ließe sich folgendes bemerken: Hauser war bei der Auffindung der Bestattung von Combe Capelle nicht zugegen. Seine „durchaus zuverlässig und sorgsam ausgebildeten" Grabungsarbeiter waren bei der Auffindung des Skelettes auf sich selbst gestellt. Man darf mit Fug annehmen, daß ihnen die sachlichen Voraussetzungen für die

richtige Beurteilung geologischer und stratigraphischer Schichtenfolgen fehlten, zumal die Verhältnisse in Combe Capelle etwas problematisch gewesen zu sein scheinen. Die dem HAUSER'schen Bericht beigegebenen Abbildungen lassen nirgends ein exaktes Grabungsprofil erkennen. HAUSER's Angaben stützen sich bei häufiger Abwesenheit großenteils auf die Aussagen seiner Grabungsarbeiter. Nach allem ergeben sich erhebliche Unsicherheitsfaktoren, die Zweifel an der bisherigen Datierung dieses wichtigen Menschenfundes als berechtigt erscheinen lassen.

HAUSER zeichnete am 14. Februar 1909 ohne Angabe der Lage von dem Abri-Gelände ein seiner Veröffentlichung leider nicht beigegebenes Profil. In seinem Bericht findet sich lediglich eine Faustskizze BÄCHLER's, die dieser 7 Monate später am 12. September anfertigte. Das HAUSER'sche Profil und die BÄCHLER'sche Skizze sollen sich in ihren Aussagen decken. Es entsteht jedoch der Eindruck, als sei die Bestattung nachträglich in die Profilskizze BÄCHLER's hineinprojiziert und in ihrer Lagerung interpretiert worden.



Lageskizze des Skelettes von Combe Capelle (n. KLAATSCH u. HAUSER).

HAUSER (1910, S. 274) schreibt über die Stratigraphie von Combe Capelle „die einzelnen Horizonte wechselten in ihrer Mächtigkeit von Woche zu Woche, und im vertikalen Profil verlor sich bald die eine oder die andere der 4 Schichten auf kurze Distanzen von 30—50 cm. Ein für jede Schicht durchgreifendes Horizontalprofil konnte wegen der überlagernden mächtigen Felsblöcke nicht aufgeführt werden. Kontinuierlich meßbar blieben immer die Schichten I (Solutréen) und IV (unteres Aurignacien" ... „Die Schicht II und III (oberes und mittleres Aurignacien, Verf.) ... verschwanden in lokaler Begrenzung auch wieder vom 17.—23. August 1909, um aber schon am 24. August wieder deutlich meßbar zu Tage zu treten". Am 26. August wurde die Bestattung entdeckt und HAUSER herbeigerufen. Über das „Verschwinden" der Schichten des „mittleren" und „oberen" Aurignaciens äußert sich der Ausgräber nicht weiter. Er gibt auch nicht an, in welcher Lagebezeichnung zur Bestattung das Verschwinden und Wiederauftreten der Schichten II und III steht. Könnte nicht das „Verschwinden" der Schichten mit einer bereits im Paläolithikum erfolgten Störung in Verbindung stehen? Die vermeintliche Übereinstimmung der Profile BÄCHLER's und HAUSER's schließt bei der dazwischenliegenden Zeitspanne und Lückenhaftigkeit der HAUSER'schen Beobachtungen und Berichte keineswegs die Annahme einer alten Störung aus, die mit der Bestattung in Zusammenhang stand. Auch besagt die Integrität der sterilen Schicht beider Profile nicht, daß die Schicht zwischen den beiden Profilen über der Bestattung selbst vorhanden und intakt war. Die BÄCHLER'sche Skizze läßt die Kulturschichten waagerecht verlaufen, HAUSER hingegen spricht von einer sanften Neigung der Schichten vom Kopfende der Bestattung bis zu den

Füßen. Abgesehen davon, daß aus dieser Divergenz auf verschiedene Lokalisationen der Profile zu schließen ist, ergibt sich aus der Hanglage der Homo-Schicht ein bedeutsames Moment. Ein geneigter Schichtverband ist weniger stabil als ein waagerecht gelagerter. Durch Rutschbewegung können Verschiebungen der hangenden Schichten entstehen, die u. U .einem „Verschwinden" einer Strate gleichkommen. Es dürfte in solchen Fällen außerordentlich schwierig sein, die unterbrochenen Schichten vor allem dann, wenn es sich um nur dünne Straten handelt, zu identifizieren.

Bei HAUSER (1910, S. 284) heißt es, „es ist klar, daß die Moustérienschicht am Grunde der Grotte auf eine Strecke weit hat entfernt werden müssen, als die Aurignac-Menschen ihren Toten bestatteten. Hier mußten sich die schönsten coups de poing finden, die sie vielleicht einfach als Schmuck zu dem Toten legten." HAUSER nimmt mit Recht an, daß die Bestattung in den Boden eingetieft wurde, wobei ein Teil der Grabgrube bis auf den gewachsenen Felsen ausgehoben worden ist. Seiner Annahme, daß die Homo-Schicht nach der Grablegung des Toten nicht mehr gerührt worden sei, ist beizustimmen. Aber besagt denn die Integrität der Bestattung etwas über deren Zugehörigkeit zum „unteren" Aurignacien? Auch bei einer Bestattung aus späterer Zeit könnte ein solcher Basisbefund gegeben sein. Fest steht wohl nur, daß die Bestattung in Moustérien-Périgordien I-Schichten gefunden wurde. Der Umstand, daß die Bestattung im Abtropfbereich des Felsens lag und daß die Bergung teilweise mit einer Spitzhacke vor sich ging, läßt angesichts der geringen Schichtenstärke die Datierung „frühes Aurignacien" als recht vage erscheinen. Es kann sich damit nur um eine Interpretation HAUSER's handeln, nicht aber um einen Beweis für die Richtigkeit seiner Annahme, die Bestattung stamme aus dem „unteren" Aurignacien bzw. dem „Périgodien I" heutiger Nomenklatur.

Am Grund der Grabgrube stellte HAUSER einen sehr auffallenden Befund fest. „Nach der Hebung des ganzen Skelettes zeigten sich im anstehenden Felsboden unverkennbare Spuren einer künstlichen Veränderung, die im Zusammenhang stand mit der Lagerung. Der vom Kopfende an sich sanft nach Süden absenkende Boden wies genau unter der Kreuzbeinregion eine Vertiefung von 6 cm auf, welche sich in einer Länge von 40 cm feststellen ließ; die Ränder dieser Vertiefung gingen einander immer parallel und das Maximum der Breite betrug 8—10 cm. Im Grunde dieser Grube lagen die Dornfortsätze der Kreuzbeinwirbel so fest eingebettet, daß sie nach der Hebung des Beckens und des Kreuzbeins darin verharrten; es kann danach keinem Zweifel unterliegen, daß diese Vertiefung in direkter Anpassung an die Kreuzbeinregion hergestellt worden ist" (S. 277).

GIESELER (1952 und 1953) hat sich bereits mit dem merkwürdigen Grabbefund von Combe Capelle auseinandergesetzt. Er kommt zu dem Ergebnis, daß es sich um eine eindeutige Bestattung handele, aber um eine Bestattung eigener Art. Er legt dar, daß höchstwahrscheinlich ein Mann durch einen Schlag gegen die linke Schläfe getötet und bestattet wurde, nachdem er in 4—5 Teile zergliedert worden war. Der Kopf mit dem Hals und den obersten 3 Brustwirbeln ruhte in nicht gestörtem anatomischen Verband, aber von der übrigen Wirbelsäule getrennt, in völlig unnatürlicher Haltung. Die Brustregion einerseits und die Lendenregion andererseits scheinen sich bei der Grablegung ebenfalls noch in anatomischem Verband befunden zu haben. Nach den Darlegungen GIESELER's und den Abbildungen bei HAUSER sind auch die unteren Exremitäten jede für sich in die Grube gelegt worden, fanden sich doch die Oberschenkelköpfe relativ weit von den entsprechenden Gelenkpfannen entfernt. Die Lage der Fußknochen läßt darauf schließen, daß — wie bereits KLAATSCH (1910) es feststellte — eine Fesselung im Bereich der Fußgelenke erfolgte. Die Füße selbst zeigen nach GIESELER einen deutlichen Versuch, durch Einstiche von der inneren Seite des Fußes her den natürlichen Verband zu zerstören.

Im Zusammenhang mit den Beobachtungen GIESELER's erscheint der auffallende Grabungsbefund auf dem felsigen Untergrund der Grube mit ihrer künstlichen Eintiefung, in der die Dornfortsätze des Kreuzbeins hafteten, ein besonderes Gesicht zu bekommen.

Sollte hier der Versuch unternommen worden sein, die Rückenwirbel des Toten auf irgendeine Weise am Grunde der Grabgrube zu fixieren?

Diese Beobachtungen sprechen für magische Maßnahmen, etwa die, einen Toten am Wiedergehen zu hindern. Auch ist mit GIESELER an Kannibalismus zu denken, der ebenfalls magischen Charakters gewesen sein dürfte.

Der Tote wurde anscheinend, leicht auf die rechte Seite geneigt, bestattet. Doch müssen weitere Einzelheiten offenbleiben. Die oft reproduzierte Abbildung 2 bei HAUSER, die die Bestattung „in ursprünglicher Lage" zeigt, scheint nicht den wirklichen Gegebenheiten *in situ* entsprochen zu haben. Tafel XXVI bei HAUSER läßt in den wiedergegebenen Grabungsphotos 2,4 und 5 jedenfalls andere Lageeinzelheiten erkennen als auf HAUSER's Abb. 2 (vgl. Lage des Kopfes, speziell des Hinterhauptes und Lage der Unterschenkel). — Die Skizze BÄCHLER's zeigt einen nach Süden offenen Abri und dessen Schichtung in einem Nord-Süd-Schnitt. Der Tote war mit dem Kopf nach Norden und den Füßen im Süden bestattet. Der Kopf lag unter dem überhängenden Felsdach, die Füße waren hangwärts gerichtet.

BÄCHLER hat auf seiner Skizze die Lage des Toten summarisch durch ein Kreuz angedeutet, ohne Rücksicht darauf, daß ein Toter mehr Raum einnimmt als durch das Kreuz bezeichnet ist. Dazu handelt es sich um nur dünne Kulturschichten. Der Tote lag, leicht eingetieft in eine nur 25 cm starke Moustérien-Schicht, vor allem in einer Schicht „unteren" Aurignaciens (nach BÄCHLER 30 cm stark). Bei Annahme einer Körpertiefe des Toten von 30—40 cm dürfte der Bestattete die obere Abschlußkante des Unteraurignacien-Horizontes annähernd erreicht haben. Die Stärke der hangenden sterilen Schicht gibt BÄCHLER mit nur 15 cm an. Mit einer so geringen Deckschicht wäre jedoch ein Bestatteter nicht genügend gegen Raubzeug aller Art geschützt gewesen. Tatsächlich ist aber der Tote nicht in seiner Lagerung gestört worden. Daher ist wohl mit einer im ganzen stärkeren Deckschicht zu rechnen.

Die hangende Schicht des „mittleren" Aurignaciens (nach BÄCHLER 25 cm stark) wird ebenfalls von einer nur 15 cm starken Schicht abgeschlossen. Wenn man der BÄCHLER'schen Skizze vertrauen will, ist die nächstfolgende Schicht des „oberen" Aurignaciens (30 cm stark) mit größeren Steinblöcken durchsetzt. HAUSER spricht von „überlagernden mächtigen Felsblöcken", deretwegen er kein Profil von dem unmittelbaren Lageplatz der Bestattung hätte zeichnen können. Doch führt er nicht an, in welcher Schicht sich die Blöcke befanden. Eine solche Angabe dürfte bei der geringen Schichtenstärke auch schwierig gewesen sein.

Die vermeintlichen Gesteinsblöcke liegen nach BÄCHLER's Skizze nur etwa 85—90 cm über dem Moustérien-Horizont mit der Bestattung. Unter Höhenanrechnung des liegenden Toten bliebe für die Erdbedeckung bis zur Basis der Blöcke führenden Schicht noch eine Dicke von etwa 50 cm. Eine solche Schicht, auf der noch zusätzlich Steine lagen, wäre geeignet gewesen, einen Toten vor Raubzeug zu schützen. Jedoch bedeutet eine derart gesicherte Grabanlage stratigraphisch, daß die Bestattung von Combe Capelle nicht im „unteren", sondern im „mittleren", wenn nicht gar „oberen" Aurignacien anzusetzen wäre.

Die angestellten Überlegungen führen zu dem Schluß, daß die Bestattung von Combe Capelle geologisch jünger sein dürfte, als bisher angenommen wurde. Die Lagerung in einer Grenzschicht Moustérien-Unteraurignacien an sich besagt wenig über die Zeitstellung der Bestattung. Sie sagt nur, daß versucht wurde, eine Grabanlage bis auf den gewachsenen Felsen einzutiefen. Will man BÄCHLER und HAUSER in der Annahme folgen, die sterile Schicht über dem „oberen Aurignacien" wäre durchgehend intakt gewesen, so würde das nur bedeuten, daß die Bestattung vor dem Solutréen vorgenommen worden ist.

Für die Frage des jungpaläolithischen Menschen ist es nicht ohne Bedeutung, ob der Mensch von Combe Capelle an den Anfang des Jungpaläolithikums zu stellen ist und

damit den ältesten Fund eines jungpaläolithischen Menschen schlechthin darstellt (Périgordien I), oder ob er um etliche Jahrtausende jünger ist.

Merkwürdigerweise hat der Fund von Combe Capelle in Frankreich typologisch kaum Parallelen. Hingegen haben JELINEK (1954, 1955, 1958, 1959) und VLČEK (1956, 1957, 1961) für die Funde des böhmisch-mährischen Raumes auf Combe-Capelle-Entsprechungen verwiesen. Schon KLAATSCH (1910) hielt den Combe-Capelle-Fund für eine östliche Form. Der Combe-Capelle-Fund einerseits und die böhmisch-mährischen Funde andererseits gleichen einander in beträchtlichem Maße und dürften in enger Beziehung zueinander stehen. Außerdem lassen sich der Mann von Combe-Capelle und die französischen Cromagnon-Typen schwerlich in engeren typologischen Zusammenhang bringen. Nach ASMUS (1951 und 1952) scheinen beide eigengeprägte Typen mit spezifischen Merkmalskombinationen zu sein und wenig morphologische Beziehungen zu haben. Die französischen Funde vertreten eine progressive Gruppe, die des böhmisch-mährischen Raumes in der Art von Combe Capelle hingegen eine viel urtümlichere. Auch mit der Annahme von Konstitutionstypen, wie GRIMM (1952/53) es in Betracht zieht, wird man dem Sachverhalt wohl nicht gerecht.

Landschaftliche Isolation führt zu Herausbildung regionaler Typengruppen. Das dürfte im Paläolithikum um so mehr der Fall gewesen sein, als die bewohnbaren Räume Europas nur dünn besiedelt waren. Auch die Annahme von Horden oder Großfamilien und die damit verbundene Endogamie unterstützen die Herausbildung regionaler Typen.

Um die Stratigraphie einiger tschechoslowakischer Menschenfunde ist es unter den Paläolithforschern der ČSR zu Meinungsverschiedenheiten gekommen. Einige Funde sollen dem Würm III angehören, andere dagegen dem Würm II. Für unsere Frage ist es weniger von Bedeutung, in welche Strate die einzelnen tschechischen Funde zu datieren sind. Bedeutungsvoller erscheint es hier, daß sogar schon im Würm II Combe-Capelle-verwandte Typen im östlichen Mitteleuropa gelebt haben könnten. Im Würm III ist dieser Combe-Capelle-Typ auf alle Fälle dort anzutreffen. Anscheinend haben wir in Böhmen und Mähren ein Dichtezentrum dieses Typs. Bei seiner Vereinzelung in Frankreich und seinen häufigen Entsprechungen im östlichen Mitteleuropa liegt es nahe, den Combe-Capelle-Fund in engere Beziehungen zu dem letztgenannten Gebiet zu bringen und ihn als einen nach Westeuropa versprengten Ausläufer Ostmitteleuropas anzusehen.

Die jungpaläolithische Bevölkerung Alteuropas ist ungeachtet der großen Zeitabstände, verschiedenen Räume und Segregationen gelegentlich durch v. BONIN (1935) als eine biologische Einheit aufgefaßt worden. Sicherlich handelt es sich aus der Perspektive der Evolution des Menschen um „Varianten". Diese Varianten waren aber jahrtausendelang landschaftlich isolierte und dadurch geprägte eigene Gruppen. Die jungpaläolithischen Menschen Europas als Vertreter des frühen *Homo sapiens* sind nicht mit der gleichen Linsenstärke anzusehen wie die Funde des Mittel- oder Altpaläolithikums.

Ebensowenig wie die Maßstäbe des Alt- und Mittelpaläolithikums können die Betrachtungsweisen moderner Populationen auf den jungpaläolithischen Menschen angewandt werden. Schlüsse, die dahinzielen, die jungpaläolithischen Menschenfunde Europas variierten statistisch-mathematisch nicht mehr als die Bevölkerung des heutigen Europa und entsprächen damit im wesentlichen heutigen Populationen, gehen (von der Zweifelhaftigkeit des Wertes von Variationskoeffizienten ganz abgesehen) an wesentlichen Punkten vorüber. Das dünnbesiedelte Europa des Jungpaläolithikums bot infolge seiner durch Eisbarrieren eingeengten und abgeschlossenen Räume ganz andere Isolationsmöglichkeiten als je wieder in späterer Zeit. Für die Herausbildung spezifischer Gruppen des frühen *Homo sapiens* ergaben sich geradezu ideale Voraussetzungen.

Wanderungen im heutigen Sinn werden für das Paläolithikum nicht anzunehmen sein. Der jungpaläolithische Mensch war seinem Status nach schweifender Jäger und als solcher weitgehend von den Gewohnheiten und jahreszeitlich bedingten Zügen „seines" Wildes

abhängig. Die stellenweise gefundenen Reste von Hüttenbauten oder Zelten lassen wohl nur ein vorübergehendes Verweilen an einem Ort erschließen. Allgemein wird mit einem Fluktuieren von Großfamilien und mit rhythmischen Zügen durch große Räume zu rechnen sein, die sich auf landschaftsbedingten natürlichen Wegen vollzogen. Im Laufe der Jahrtausende werden sich, ausgehend von ursprünglichen Wildwechseln, Wanderwege herausgebildet haben, auf denen im Laufe der Zeit west-östliche Wechselbeziehungen zustande gekommen sein mögen.

Mit dem Öffnen der ursprünglich eisbedingten Isolationsräume boten sich zwanglos Möglichkeiten der Kontaktnahme und Durchdringung östlicher und westlicher Kulturen. Bei einer schweifenden Jägerbevölkerung wird es relativ kurzer Zeit bedurft haben, um von dem kontinental beeinflußten östlichen Mitteleuropa in das klimatisch günstigere atlantisch beeinflußte Westeuropa zu gelangen. Sollte der Mann von Combe Capelle direkt oder indirekt mitteleuropäischen Ursprungs gewesen sein, so wird ihn wahrscheinlich nicht eine gezielte Wanderung nach Frankreich geführt haben. Doch liegt es durchaus im Bereich des Möglichen, daß er im Zuge des günstigeren Temperaturgefälles nach Südwesten dorthin gelangte.

Schriftenverzeichnis

Asmus, G.: Neandertaler und Homo sapiens. - Eiszeitalter und Gegenwart **1**, Öhringen 1951. - - Zur Frage der jungpaläolithischen Brünn-Rasse. - Homo **3**, Göttingen 1952.

v. Bonin, G.: European races of upper palaeolithic. - Human Biology **7**, Baltimore 1935.

Gieseler, W.: Schädelverletzungen, Kannibalismus und Bestattungen im europäischen Paläolithikum. - Aus der Heimat **60**, Öhringen 1952. - -Das jungpaläolithische Skelett von Neussing. - Aus der Heimat **61**, Öhringen 1953.

Grimm, H.: Altes und Neues von Aurignac-Typus. - Wiss. Z. Univ. Halle-Wittenberg **2**. Math.-nat. Reihe **6**, 1952/53.

Jelinek, J. The fossil man of Dolni Vestonice III (Czechoslovakia). - Anthropozoikum **3**, Prag 1954. - - Der jungpaläolithische Skelettfund von Unter-Wisternitz. - Mitt. Anthrop. Ges. Wien. **84/85**, Wien 1955 - - Neue Funde und Datierungen des paläolithischen Menschen in der Tschechoslowakei. - HOMO, **9**, Berlin/Frankfurt 1958. - - Der fossile Mensch Brno II. - Anthropos, N.S. **1**, Brno 1959.

Klaatsch, H. und O. Hauser: Homo aurignacensis Hauseri. Ein paläolithischer Skelettfund aus dem unteren Aurignacien der Station Combe Capelle bei Montferrant (Périgord). - Prähist. Z. **1**, Berlin 1910.

Klima, B.: Die Entdeckung menschlicher Skelettreste aus dem oberen Paläolithikum in Pavlov, Südmähren. - Mitt. Anthrop. Ges. Wien, 88/89, Wien 1959.

Vlček, E.: Kalva pleistocénniho člověka z Podbaby (Praha XIX). - Anthropozoikum **5**, Prag 1956. - - Pleistocénni člověk z jeskyně na Zlatém Koni u Koněprus. - Anthropozoikum **6**, Prag 1957. - - Pozustatky mladopleistocénniho člověka z Pavlova. - Památky archeologické **52**, 1. (Festschrift für Jaroslav Böhm), Prag 1961.

Manuskr. eingeg. 21. 2. 1964.

Anschrift der Verf.: Dr. Gisela Asmus, 5 Köln-Lindenthal, Weyertal 125.

Eiszeitalter und Gegenwart	Band 15	Seite 187-198	Öhringen/Württ., 1. November 1964

Das Mittelwürm in Mitteleuropa und angrenzenden Gebieten

Von Hugo Gross, Bamberg

Mit 1 Abbildung im Text

Zusammenfassung: Das mittelwürmzeitliche „Interstadial W I/II" spielt besonders in der urgeschichtlichen Literatur seit 1931 im Gegensatz zu der quartärgeologischen eine große Rolle. Zahlreiche mit der C^{14}-Methode bzw. Sedimentanalyse datierte Schichten verschiedenartiger spätpleistozäner Ablagerungen sind im Mittelwürm zwischen ca. 50000 und 30000 B.P. fast durchweg interstadial; in ca. 10 terrassenmorphologisch datierten Würm-Lößpaketen kommt eine mittelwürmzeitliche und eine ganz schwache spätwürmzeitliche Verlehmungszone vor. Diese Fakten beweisen die Realität eines interpleniglazialen Mittelwürms zwischen dem ersten und dem zweiten Kältemaximum im Altwürm und Jungwürm. Das Klima im Mittelwürm war im Durchschnitt ziemlich kühl mit wärmeren und kälteren Abschnitten. Das horizontale Wachstum des Würm-Eises in den Alpen und des Weichseleises im Norden war in dieser Zeit unterbrochen, das Inlandeis stagnierte, die Eisfronten oszillierten mehr oder weniger weit. Am Ende des Mittelwürms floß das Würm-Eis schließlich über die nördlichen Alpenpässe ins Vorland und das Weichsel-Eis im Norden aus dem Ostsee-Becken heraus, beide bis zu ihren äußeren Jungendmoränen (Jungwürm). In Mitteleuropa scheidet das Mittelwürm das Mittel- und Jungpaläolithikum. Ins Mittelwürm ist bisher vielfach die Verlehmungszone im Löß bei Göttweig (Niederösterreich) als bekannteste Bildung dieser Zeit gestellt worden; mit ihr ist im dreifachen Stillfried A-Komplex fossiler Böden im Löß sehr arider Gebiete (östl. Niederösterreich und ČSSR) die basale Verlehmungszone parallelisiert worden. In den letzten Jahren haben verschiedene Untersuchungsmethoden in Unter-Wisternitz und 1963 in Niederösterreich palynologische diese Verlehmungszone als letztinterglazial (R/W) festgestellt. Für die ebenfalls nicht terrassenmorphologisch datierbare namengebende einfache Verlehmungszone bei Göttweig ist das noch nicht nachgewiesen. Unter diesen Umständen muß für das Mittelwürm der Name „Göttweiger Interstadial" (F. E. Zeuner) durch einen anderen ersetzt werden, etwa „Würm-Interpleniglazial".

Summary: The Mid-Würmian "interstadial W I/II" plays a prominent part in the literature dealing with Pleistocene archaeology since 1931. This is not the case in the geological literature. Numerous strata dated by C^{14} measurement and sedimentanalysis, respectively, to be of Mid-Würmian age (between ca. 50000 and 30000 B.P.) in various Upper Pleistocene sequences are for the most part interstadial; ca. ten Würmian loess sequences dated by terrace morphology contain a Mid-Würmian considerable loam zone and a very weak younger loam zone. These facts prove the reality of an interpleniglazial Mid-Würm between the two cold peaks of Early Würm and Young Würm. The interpleniglacial climate of Middle Würm was on the average rather a cool temperate one interrupted by warmer and colder oscillations. Within the Alps and in northern Europe the expansion of the Würmian and Weichselian ice-masses was stopped, they stagnated, their fronts oscillated more or less widely. At the close of the Middle Würm, the Würmian ice overflowed the northern Alpine passes and the Weichselian ice the Baltic basin, both as far as the Young Endmoraine girdle (Young Würm). In Central Europe Middle Würm divides the Middle and Upper Palaeolithic periods. To the Middle Würm has often been ascribed heretofore the well known loam stratum within the loess of Göttweig (Lower Austria), and with this loam has been correlated the basal loam zone of the triple Stillfried A complex of fossil soils displayed by loess sections of particularly arid regions (ČSSR and eastern Lower Austria). Recent studies (the latest by palynology) of this loam have proved it to be of Riß/Würm Interglacial age. Till now, this correlation has not yet been demonstrated for the loam stratum of the type locality of Göttweig (also not datable by terrace morphology!). Therefore the term "Göttweig Interstadial" must be replaced by another name: Würmian Interpleniglacial.

Der jahrzehntelange Streit um die Geochronologie des Spätpleistozäns (vom Ende des Riß bis zum Ende von Würm, ca. 100 000 Jahre) dreht sich um die Frage, ob die Letzte Eiszeit ungefähr in ihrer Mitte durch ein bedeutendes Interstadial unterbrochen war (Soergel 1919) oder nicht (Penck 1922). Die allermeisten mitteleuropäischen Quartärgeologen sind Penck gefolgt, die große Mehrzahl der Urgeschichtler aber hat die Löß-Chronologie von Soergel angenommen, weil ihre paläofaunistischen, paläofloristischen, archäologischen und (seit 1941) sedimentanalytischen Befunde von Ausgrabungen besonders in Höhlen und Abris für die Richtigkeit der paläoklimatologisch begründeten Gliede-

rung der Letzten Eiszeit durch SOERGEL in W I (Früh- oder Altwürm), W I/II („Hauptschwankung" oder „großes Würm-Interstadial", nach SOERGEL repräsentiert im Löß durch die Verlehmungszone von Göttweig bei Krems a. d. Donau) und W II a + b (Jungwürm) sprechen. Mit Hilfe der C^{14}-Methode ist es, wenn genügend C^{14}-Daten vorliegen, möglich, Schichten von gleichem paläoklimatischem Aussagewert in den verschiedenartigen spätpleistozänen Ablagerungen im Periglazial und in den Moränengebieten mit Berücksichtigung der Stratigraphie (also der relativen Datierung) zu konnektieren und so eine Geochronologie des Spätpleistozäns in großen Zügen aufzustellen.

Mit seinem „Würm I" hat Soergel natürlich ein Frühwürm und nicht ein Spätsaale (Warthe) gemeint, obwohl er sein W I mit Warthe parallelisiert hat, aber damals wurden die Warthe-Moränen von der Preuß. Geolog. Landesanstalt amtlich dem Weichsel-Maximum zugewiesen.

Als Beginn des Mittelwürms ist im Moränengebiet das Ende des maximalen Altwürm-Stadials, des dritten, also nach dem zweiten Interstadial, zu nehmen; es ist das erste Kältemaximum der Letzten Eiszeit. Im Weichsel-Vereisungsgebiet wird dieses Stadial repräsentiert durch den Vorstoß des (Main) Irish Sea-Gletschers in NW-England zwischen ca. 56 000 B.P. (=Ende des 2. Altwürm-Interstadials von Chelford-Brörup-Loopstedt kurz vor dem „kalten" Moustérien von Lebenstedt bei Braunschweig, Gro-2083: 55 000 ± 1000 B.P., von dem ich die Pollenspektra von SELLE gesehen habe) und ca. 42 000 B.P. (C^{14}-Daten von Upton Warren in Worcestershire), als sich der genannte Gletscher für viele Jahrtausende zurückzuziehen begann (COOPE, SHOTTON & STRACHAN 1961), verspätet durch die abkühlende Wirkung der nur ca. 32 km entfernten Inlandeisfront. Weiter südlich hat sich nämlich diese Klimabesserung merklich früher ausgewirkt, sie ließ die begrabene Moorbildung (1,60 m mächtig, mit Gyttja, die nicht im Tundrenklima gebildet wird) in Moershoofd in Holland spätestens um 47 000 B.P. entstehen (ZAGWIJN 1961). Im Würm-Vereisungsgebiet bewirkte das dritte Stadial, das auf die Bildung der Großweiler Schieferkohlenschicht der Pollenzone 13 von H. REICH (1953) folgte, die stärkste Schüttung von Altwürm-Vorrückungs-Schotter der maximalen Altwürm-Gletscher, die in den Alpen oszillierten, durch die Alpenfluß-Täler ins nördliche Alpenvorland („unterer Glacialschotter" von PENCK 1882, insgesamt bis ca. 50 m, z. B. Murnauer und Laufenschotter).

Das Ende des Mittelwürms ist gekennzeichnet durch das Aufhören der letzten Begehung hochliegender Höhlen (bis 1200 — 2000 m) der randlichen Alpen durch Höhlenbären und die ersten Jungpaläolithiker, was für ein recht mildes Klima spricht. Diese Jungpaläolithiker waren Träger des Olschewien (=östliche Fazies des ältesten Aurignacien), das keine oder nur wenige primitive Steingeräte in den Bärenhöhlen hinterlassen hat und durch die Potočka- oder Lautscher Knochenspitzen nebst durchbohrten Tierzähnen gekennzeichnet ist; sie liegen in den oberen Schichten der letzten Anhäufung großer Mengen von Höhlenbärenresten. Das Olschewien der Potočka-Höhle (1700 m hoch in den Ostkarawanken) dürfte ungefähr ebenso alt sein wie in der Istállóskö (Stall)-Höhle in Ungarn, nämlich ca. 30 710 ± 600 (Gro-1935) C^{14}-Jahre. Das gleiche dürfte für die Lautscher Knochenspitze der Bären- oder Tischofer-Höhle bei Kufstein (s. unten) und für die letzte Begehung des Liegl-Lochs bei Tauplitz in der Steiermark gelten. Aus der in 2008 m hoch im Toten Gebirge bei Bad Aussee liegenden Salzofen-Höhle lieferte Holzkohle aus der Hauptfundschicht der Höhlenbärenreste, die nach der sedimentanalytischen Untersuchung von E. SCHMID (1958) aus dem „großen Würm-Interstadial W I/II" stammt, das C^{14}-Datum Gro-761: 34 000 ± 3000 B.P. Ungefähr um 31 000 B.P. begann, wie besonders in Südfrankreich festgestellt worden ist (MOVIUS 1960) eine allgemeine starke Abkühlung, die in den Alpen das Wachstum der Würm-Eismassen wieder aktivierte, bis es um 30 000 B.P. über die nördlichen Alpenpässe zu fließen begann (Beginn der Alpenvorland-Vergletscherung = Jungwürm). Im Gebiet der Weichselvereisung ist dieser Zeit-

punkt noch nicht mit der C^{14}-Methode datiert worden, er dürfte aber ungefähr die gleiche Zeitstellung haben wie im Würm-Vereisungsgebiet. In NO-Wales verschloß der letzte Vorstoß des Irish Sea-Gletschers zwei Höhlen mit Spät-Aurignacien (also im Jungwürm) durch seine Grundmoräne (PEAKE 1961). Im Jungwürm lag (von ca. 25 000—17 000 B.P.) das zweite (absolute) Kältemaximum der letzten Eiszeit.

Das Mittelwürm (GROSS 1958, S. 182) zwischen ca. 50 000 und 30 000 B.P. (abgerundet) ist also interpleniglazial; es ist schon seiner Länge wegen natürlich nicht ein Interstadial im üblichen Sinne (Klimaabfolge: „arktisch" — „subarktisch" — kühl-temperiert [boreal] — „subarktisch" — „arktisch"), sondern ein im Durchschnitt ziemlich kühles Interstadial mit kälteren und wärmeren Oszillationen, wie aus der Fossilführung von ca. 30 (nach Weglassung der unsicher gewordenen) durch C^{14}-Messung datierten Schichten hervorgeht. Dazu kommen noch mittelwürmzeitliche Verlehmungszonen in ca. 12 terrassenmorphologisch oder anders von den zuständigen Feldgeologen datierten Würmlöß-Paketen. Wir wissen also über das Mittelwürm mehr als über das Alt- und Jungwürm. Einige besonders wichtige Mittelwürm-Bildungen aus verschiedenartigen spätpleistozänen Ablagerungen beweisen das.

I. Mittelwürm-Bildungen in den Vereisungsgebieten

1. In NW-England hat nach COOPE, SHOTTON & STRACHAN der (Main) Irish Sea-Gletscher, der als erster nach dem Eem dieses Gebiet erreichte, bei seinem Abrücken für viele Jahrtausende seit ca. 42 000 B.P. durch seine Schmelzwässer relativ rasch die ca. 9 m mächtige Salwarpe-Flußterrasse mit mehreren dünnen, aber fossilreichen Teichböden ca. 30 km südlich von der Inlandeisfront aufgeschottert. Die beiden Pollenspektra enthalten über 90% Nichtbaumpollen (maximal 99,5%!), beweisen hier aber nicht, wie bisher anderwärts allgemein angenommen worden ist, ein pleniglaziales Tundrenklima; denn die chorologische Analyse der in Upton Warren nachgewiesenen rund 80 Pflanzen- und 170 Käfer-Arten ergab eine Mischung von nordischen und südlichen Arten, die für ein Klima „more akin to that of southern Sweden at the present day" spricht. Die interstadiale Erwärmung muß also schon geraume Zeit vor 42 000 B.P. begonnen haben.

2. Die Bären- oder Tischofer-Höhle bei Kufstein (Nordtirol). Diese relativ kleine Bärenhöhle liegt im Kaisertal des Kaisergebirges in ca. 600 m Meereshöhe im Einflußbereich des großen würmzeitlichen Inn-Gletschers nicht weit von seinem Austritt aus den Alpen ins bayerische Alpenvorland 80 m über dem Bett des Kaiserbaches; sie wurde 1906 unter der Leitung des bekannten Münchener Paläzoologen SCHLOSSER ausgegraben, der 1909 (1910) ausführlich über die geologischen, paläofaunistischen, archäologischen und paläanthropologischen Ergebnisse berichtete. Danach war die Höhle vom Würmeis im Jungwürm verschlossen und begraben. Ihre Höhlenbärenschicht mit einer (in der Istállóskö-Höhle in Ungarn ca. 31 000 C^{14}-Jahre alten) charakteristischen Lautscher Knochenspitze (ZOTZ 1951, S. 201, 202) kann nicht in der kühleren zweiten Hälfte des Riß/Würm-Interglazials abgelagert worden sein, wie SCHLOSSER (l. c.) angenommen hat, sondern in der im wesentlichen interstadialen Zeit zwischen dem Jungwürm und der altwürmzeitlichen Ausfüllung des Kaisertals und des nahen Inntals, also im Mittelwürm (vgl. GROSS 1964).

II. Mittelwürm-interstadiale Schieferkohlen im Alpenvorland

In und auf der schiefen Ebene des Schotters aus dem Altwürm und Mittelwürm haben die Schmelzwässer nur selten eine Moorbildung nicht verhindern können. Eine solche Ausnahme ist das von E. EBERS (1960) in einem Drumlin des würmeiszeitlichen Inn-Gletschers bei Hörmating (Kreis Bad Aibling) beschriebene und stratigraphisch eingestufte kleine begrabene Moor, das A. MICHELER entdeckt hat; ich habe den Aufschluß 1959 zweimal zur Probeentnahme besucht. Der sehr stark zersetzte *Carex-Hypnum*-Sumpftorf

war wie die stark sandige Seekreide im Liegenden völlig pollenfrei, zweifellos infolge wiederholter Austrocknung und Durchnässung; nur die dünne tonige Zwischenschicht enthielt Pollen von Holzarten, die bis in die Subarktis hinein gehen. Der Torf lieferte das C^{14}-Datum Gro-2593: 45 300 ± 1000 B.P., ein nach längerem Suchen gefundener Fichtenast darin (Gro-2595), dessen Ausformung nach Mitteilung der Sammlerin auf einen weiten Wassertransport aus einem am Alpenrande ca. 100 m höher liegenden von Schmelzwässern aufgearbeiteten letztinterglazialen oder eher altwürmzeitlichen interstadialen Schieferkohlenflöz schließen läßt, ist älter als 53 000 C^{14}-Jahre. Selbst wenn dieser Fichtenast autochthon wäre, könnte der Hörmatinger Torf, falls er durch jüngere organogene Substanzen verjüngt wäre, nur aus dem zweiten Altwürm-Interstadial stammen, wogegen aber die Mächtigkeit des liegenden Basalschotters (mehr als 15 m!) spricht. Ganz abwegig ist im Hinblick auf den dürftigen Fossilinhalt die Einstufung des Hörmatinger begrabenen Moors in das Riß/Würm-Interglazial. Eine fossilführende Ablagerung zwischen zwei kaltzeitlichen Schichten ist nur dann interglazial, wenn ihr Pollendiagramm oder/und ihr sonstiger Fossilinhalt für ein so langes und so warmes Klima sprechen, daß damals auch Fennoskandinavien inlandeisfrei gewesen sein muß. Diese Schlußfolgerung ist nach meiner pollenanalytischen Untersuchung der von Frau Dr. E. Ebers 1959 in Zeifen (Kreis Laufen) im Salzach-Gletschergebiet unter Laufenschotter entdeckten bis 4 m mächtigen außerordentlich pollenreichen Kalkmudde zwingend, im Vergleich damit unter keinen Umständen im Falle Hörmating; daher kann dort auch nicht von „interglazialer Braunerde" die Rede sein.

Das C^{14}-Datum B-20: 29 000 ± 1500 B.P. der von P. Beck (1938) gesammelten Schieferkohle seiner „Spiezer Schwankung" ist wahrscheinlich etwas verjüngt, ebenso das C^{14}-Datum (rund 29 000 B.P.) des Karrestobel-Torfes N von Ravensburg (Württemberg), der nach Penck & Brückner (1909, S. 422) in der Laufen-Schwankung zwischen den beiden Haupt-Endmoränenzügen Oberschwabens entstanden sein dürfte (dieser Torf ist so außerordentlich pollenarm, daß bisher niemand ein Pollenspektrum für ihn ermitteln konnte).

III. Mittelwürm-Bildungen im Periglazial außerhalb der Höhlen- und Löß-Gebiete

1. Das von de Vries (1958 b, Tafel 52, 3) und Zagwijn (1961, Fig. 7) abgebildete und untersuchte Profil von Amersfoort in Holland reicht vom marinen Eem bis ins Postglazial; mittelwürmzeitlich ist nach dem C^{14}-Datum Gro-1259 und 1276: 34 730 ± 700 bzw. ± 800 B.P. ein (nachträglich) sehr stark kryoturbierter sehr humoser Lehm, der nach dem Pollenspektrum als pleniglazial bezeichnet wird. Andere holländische Profile (Zagwijn 1961, Appendix 5) enthalten mittelwürmzeitliche Schichten, die sicher interstadial sind: Hengelo (Torf und Gyttja) Gro-1763: 37 400 ± 800 B.P., Moershoofd I (Braunmoos-Torf, 20 cm mächtig) Gro-1852: 38 000 ± 1000 B.P., Moershoofd II + III (1,60 m Braunmoostorf und Gyttja) Gro-1715: 44 500 ± 1500 B.P. bzw. Gro-1718: 46 500 ± 2000 B.P. (mindestens!). Nach Andersen, de Vries & Zagwijn (1960) dürfte der Torf von Breda (P 25ª) Gro-2007: 31 750 ± 400 B.P. aus einer kühl-temperierten (also interstadialen) Waldzeit stammen.

2. In Polen stellte das Ehepaar J. Dylik und A. Dylikowa (1961) in Toteislöchern der Grundmoräne des Warthe-Stadials im Gebiet von Łódź im Hangenden von eemzeitlichen und altwürminterstadialen Moorschichten einen erheblich mächtigeren minerogenen Wanderschutt fest; in ihm konnten in zwei Horizonten die starken Frostwirkungen zweier Kältemaxima der Letzten Eiszeit (sicher vom Altwürm- und Jungwürm-Maximum) und dazwischen die Reste eines zerstörten Bodens (sicher aus dem Mittelwürm) festgestellt werden. Für eine Torfbildung war hier also das Klima in dieser Zeit noch nicht humide genug.

IV. Mittelwürm-Bildungen in den Sedimenten von Höhlen und Abris

Mit Hilfe der Methode von LAIS (SCHMID 1958, VÉRTES 1959) konnte in spätpleistozänen Sedimenten durch die Sedimentanalyse mit Berücksichtigung der paläofaunistischen, paläofloristischen (Vorsicht bei der Auswertung von Holzkohle-Bestimmungen!) und archäologischen Befunde (Beispiel: Weinberghöhlen-Monographie von ZOTZ u. Mitarb. 1955) das Mittelwürm als Periode mit unbeständigem interstadialem Klima festgestellt werden. Die Bedeutung dieser langen Periode für die Urgeschichte hat VÉRTES (1955, 1958) ausführlich erläutert; man muß aber in diesen Arbeiten die Datierung mit Hilfe der Sonnenstrahlungskurve im Sinne von KÖPPEN-WEGENER-SOERGEL ausklammern.

1. Istállóskö (Stall)-Höhle im Bükkgebirge (535 m ü.d.M.) in Ungarn (VÉRTES 1955): Holzkohle aus dem oberen Teil des Abschnitts „W I/II" lieferte nach Säure-Alkali-Säure-Vorbehandlung für das Aurignacien II (VÉRTES) = Olschewien II das zuverlässige C^{14}-Datum GrN-1935: 30 900 ± 600 B.P. und für das Aurignacien I (VÉRTES) = Olschewien I, von der oberen Kulturschicht durch eine 1 m mächtige sterile Schuttschicht getrennt, das C^{14}-Datum GrN-1501: 31 540 ± 600 B.P., was etwas zu jung sein dürfte, da zur Vorbehandlung wegen der Kleinheit der Holzkohle-Probe kein Alkali angewandt werden konnte.

2. Höhle Pod hradem im Mährischen Karst: im oberen Teil von „W I/II" Holzkohle Gro-848: 32 990 ± 1500 B.P. und Humus Gro-1724: 32 420 ± 470 B.P. (VALOCH 1961, S. 448).

3. Grotte du Renne bei Arcy-sur-Cure (Yonne): Périgordien I (= Châtelperronien): Gro-1736: 33 500 ± 400 B.P. und Gro-1742: 33 640 ± 250 B.P., nach der Begleitfauna Klima interstadial (MOVIUS 1960, S. 366).

4. Nietoperzowa (Fledermaus)-Höhle von Jerzmanowice bei Krakau (ZOTZ 1951, S. 164-166, FREUND 1952): eine Humusschicht etwas höher als eine interstadiale Schicht mit Wald- und Steppentieren lieferte für die dortige reiche (Feuerstein-) Blattspitzen-Industrie das C^{14}-Datum Gro-2181: 38 160 ± 1250 B.P. (W. CHMIELEWSKI 1961).

A. LEROI-GOURHAN (1960) gibt auf Grund pollenanalytischer Untersuchungen von Höhlensedimenten mit archäologischen, paläontologischen und C^{14}-Datierungen in Frankreich für das Mittelwürm an: ca. 47 000—42 000 B.P. „Interstade de Göttweig(?)", um 38 000 B.P. kalte Oszillation, ca. 37 500—34 000 B.P. interstadiales Klima im Châtelperronien, ca. 34 000—31 000 B.P. kalte Periode in der Dordogne (im südöstlichen Mitteleuropa aber interstadial).

V. Mittelwürm-Bildungen in Löß-Profilen

Löß-Profile sind wohl die tückischsten geologischen Profile, da infolge der Feinkörnigkeit des losen Lösses Umlagerungen und Abtragungen durch Winderosion und wegen der vorherrschenden Hanglage auch durch Hangabspülung und im Eiszeitklima auch durch Solifluktion möglich waren, so daß Lößprofile recht oft lückenhaft sein können. Da sogar im klassischen Land der Lößforschung Österreich, aber auch in Süddeutschland die fossilen Böden planmäßig höchstens durch die Ermittlung der Kalk- und Humus-Kurve, sonst aber nur makroskopisch beurteilt worden sind, ist der Quartärgeologe auf andere leider nur recht selten anwendbare zuverlässigere Methoden für die Datierung der fossilen Böden und damit für die paläoklimatische Interpretation angewiesen (Datierung von Würm-Lößpaketen durch die Feststellung des Alters ihrer Unterlage seitens der zuständigen Feldgeologen, in der Regel mit Hilfe der Terrassenmorphologie); dabei ist zu beachten, daß der sehr schwache Paudorfer Boden („W II/III" oder „W II a/b") oft sehr undeutlich sein oder gar fehlen kann.

Da auf der jüngsten Niederterrasse (NT II von Jungwürm) niemals in primärer Lagerung (Jungwürm-) Löß vorkommt, müssen wir annehmen, daß eine NT mit Lößdecke

(ohne fossilen Boden) eine ältere NT I ist; das beweist nach den Untersuchungen von WERNERT bei Straßburg (1957) die Terrassentreppe von Schiltigheim (Riß II-Terrasse) — Lingolsheim (NT I) — Roettig (NT II). Der Löß eines bestimmten Stadials konnte nur auf eine Bildung eines älteren Stadials der gleichen Vereisung oder auf noch ältere Bildungen fallen. Da für die vorletzte Vereisung (Riß, Saale) Befunde vorliegen, die für (mindestens) 2 Phasen (Riß I = Saale I oder Drenthe und Riß II = Spät- oder Jungriß und Saale II = Warthe) sprechen, müssen auch 2 Hochterrassen (HT)-Stufen vorkommen; das ist auch vielfach nachgewiesen. Auf einer HT kann also nur dann Riß-Löß vorkommen, wenn die HT-Stufe R I und der Löß R II-Löß ist. Wer für jede Eiszeit nur eine Terrasse und einen (ungegliederten) Schotterkörper annimmt, kann damit allein nicht beweisen, daß die Göttweiger Verlehmungszone letztinterglazial (R/W) ist: ein letztinterglazialer fossiler Boden im Lößprofil muß durch Verlehmung von Riß-Löß im R/W entstanden sein; Riß-Löß kann aber nicht auf die einzige HT-Stufe von Riß gefallen sein, sondern nur auf ältere Bildungen, es sei denn, daß die einzige HT-Stufe von Riß I stammt; das läßt sich aber in Niederösterreich nicht beweisen. Ein paar Beispiele sollen zeigen, daß die Sache nicht so einfach ist, wie manche Quartärgeologen anscheinend annehmen. Als wichtiger chronologischer Leithorizont für die Löß-Chronologie darf das C^{14}-Datum (gemessen an Holzkohle) für das Aurignacien von Willendorf II, 4 (an der Donau bei Krems, N.-Ö.) benutzt werden: Gro-1273: 31 840 ± 250 B.P. und H 245-1276: 31 700 ± 500 B.P., also beide identisch und auch deswegen zuverlässig, weil in Heidelberg (H) für die chemische Vorbehandlung auch Alkali benutzt worden ist und das abgerundete Datum 32 000 B.P. gut zu den übrigen C^{14}-Daten für das ältere Aurignacien paßt (vgl. MOVIUS 1960). Die Begleit-Flora und -Fauna dieser Kulturschicht in Willendorf sind nach A. FIETZ und E. THENIUS (Willendorf-Monographie von F. FELGENHAUER in Mitteil. Prähist. Komm. Österr. Akad. d. Wiss. 8/9, 1956—1959) entschieden interstadial. Die autochthone Kulturschicht II, 4 liegt nach F. BRANDTNER (in der gleichen Monographie S. 187, 196) auf einem mit Verlehmungsmaterial (aus W I/II, S. 184) vermengten Fließlöß (richtiger wohl: Schwemmlöß) auf der altwürmzeitlichen Niederterrasse (NT I).

1. Lößprofil der Ziegelei Murg bei Säckingen im sehr ariden Oberrhein-Tal (ZOTZ 1951, S. 56-59, GUENTHER 1963): auf verwitterter Rißmoräne fand GUENTHER eine Moorbildung, die nach dem pollenanalytischen Befund (von Dr. TIDELSKI) aus dem späten R/W-Interglazial und dem Übergang zum Altwürm (der allgemein sehr humide war) stammt; darauf liegt ein Würm I-Löß, von dem der obere Teil mit der Hauptmenge der Levalloisien-Artefakte ungewöhnlich tief verlehmt ist, im hangenden Löß liegt ein viel schwächeres unzusammenhängendes Lehmband.

2. In der Ziegelei von Heitersheim bei Müllheim ebenfalls im Oberrhein-Tal (GUENTHER 1962/1963, ergänzt durch briefl. Mitteil.) liegt ein 28 m hohes Lößprofil auf Schwarzwald-Schottern, die nach Dr. L. ERB rißeiszeitlich sind, mit einer 1,50 m mächtigen Grobsand-Decke (R I/II-Interstadial?); im Lößprofil stellte GUENTHER folgende fossile Böden fest: a. rotbrauner ca. 2,50 m mächtiger Kremser Boden aus R/W über Lößkindel-Horizont mit über 0,75 m langen Kalkkonkretionen (typisch für den Älteren Löß nach SOERGEL) = Riegel C, b. 2 m mächtiger nicht so intensiv gefärbter und daher schwächer verwitterter Riegel D-Boden auf Lößkindel-Horizont mit nicht einmal faustgroßen Kalkkonkretionen (typisch für den würmeiszeitlichen Jüngeren Löß nach SOERGEL), c. 2,50 m mächtiger „Göttweiger" (Riegel E) Boden, Färbung intensiver als bei RiegelD, aber nicht so intensiv wie bei Riegel C (Krems), auf Lößkindel-Horizont mit etwa faustgroßen Konkretionen, d. eine makroskopisch nicht sichtbare, aber durch die Kurven des Kalk- und Humusgehalts nachweisbare sehr schwache Bodenbildung (wohl Paudorf). Im Altwürm-Löß zwischen den Böden a und b hat GUENTHER mitunter eine weitere, aber schwächere Verlehmungszone gefunden; beide fossilen Böden im Altwürm-Löß zwischen den Böden a und c stammen

sehr wahrscheinlich aus den beiden Altwürm-Interstadialen, von denen das zweite (Brörup-Loopstedt) temperierter und bedeutend länger als das erste (Amersfoort (XII) war.

3. Thüringische Lößprofile (UNGER & RAU 1961): am Rand des Trockenbeckens fanden UNGER & RAU in der Ziegelei Kahla auf der oberen HT-Stufe (von Saale I = Drenthe) ein Lößpaket mit der starken letztinterglazialen Bodenbildung (Eem, Saale/Weichsel), darauf letzteiszeitlichen Löß mit einer etwas schwächeren Bodenbildung aus „W I/II" und einer oberen durch Vergleyung undeutlich gemachten aus „W II/III", d. h. auf der Terrasse von Saale I = Drenthe akkumulierte zuerst Löß von Saale II = Warthe, dessen obere Schicht zur letztinterglazialen Bodenbildung verwitterte. In der Ziegelei KÖRNER im Trockenbecken stellten UNGER & RAU auf der unteren HT von Saale II = Warthe eine fluviatile fossilführende eemzeitliche Ablagerung fest, auf der ein letzteiszeitlicher Löß wie bei Kahla liegt.

4. Lößprofile im Regensburger Trockengebiet an der Donau (BRUNNACKER 1957): in der Ziegelei Köfering fand BRUNNACKER auf der oberen HT von Altriß = R I ein Lößpaket, wie UNGER & RAU es in Kahla auf der oberen Terrasse von Saale I festgestellt haben, nur ist der oberste fossile Boden viel deutlicher; abweichend von den letztgenannten Autoren läßt aber BRUNNACKER auf der A l t r i ß - Terrasse (R I) statt richtig Jungriß-Löß von R II den Altriß-Löß von R I akkumulieren, so daß sein „Altriß/Jungriß"-Interglazial in Wahrheit SOERGELS R/W, sein „Jungriß"-Löß SOERGELS W I-Löß, sein „R/W"-Boden in Wahrheit SOERGELS W I/II und sein „W I/II"-Boden SOERGELS W II/III-Boden (Paudorf) ist, wie BRUNNACKER ausdrücklich angibt (l. c. S. 37, 84, 85). Auf der ca. 10 m tiefer liegenden Terrasse von Spätriß („Jungriß") = R II stellte BRUNNACKER nur zwei fossile Böden (W I/II und W II/III von SOERGEL) im Würm-Löß fest.

5. Ziegelei Arapovichi bei Novgorod-Seversk (NW-Rußland): nach A. A. VELICHKO (1961, Fig. 74) liegt an der Desna eine Lößabfolge auf Moräne des Dnjepr (Saale I)-Stadials mit unbedeutender Decke aus dem Odinzowo-Interstadial (Dnjepr/Moskau = Saale I/II): Löß des Moskau (Saale II)-Stadials — fossiler Boden des Mikulino (Eem, Moskau/Valdai = Saale/Weichsel)-Interglazials — Valdai (Weichsel) I-Löß — fossiler Boden Valdai I/II (Weichsel I/II) — Valdai II (Weichsel II)-Löß — fossiler (sehr schwacher) Boden Valdai II/III (Weichsel II/III) — Valdai III (Weichsel III)-Löß — rezenter Boden, also genau wie in Mitteleuropa.

6. Lößprofil von Constanţa am Schwarzen Meer (HAASE & RICHTER 1957, Fig. 3 auf S. 167): 2,5 km nördlich vom Hafen fanden HAASE & RICHTER ein über 20 m hohes Löß-Profil auf „marin-litoral" gestörtem geringmächtigem Älterem Löß 1—6 m über dem Meeresspiegel (nach briefl. Auskunft von Prof. Dr. H. RICHTER-Leipzig). Diese marine Störung kann, da es die einzige ist, nur durch die Karangat-Transgression im R/W[1]) verursacht worden sein. Der Löß über der Störungszone ist also Würm-Löß; er weist vier fossile Bodenbildungskomplexe auf. Im ältesten, dreifachen 4,5 m mächtigen Komplex B_D sind nach der Beschreibung der unterste (extremer Rotlehm) der R/W-Boden und die beiden oberen (Lehm bzw. Rotlehm) mit großer Wahrscheinlichkeit die Altwürm-Interstadiale Amersfoort XII und Brörup-Loopstedt wie in dem ähnlichen dreifachen Boden-

[1]) Im Geograph. Institut in Leipzig wird neuerdings unter Berufung auf (nicht genannte) russische Geologen die Karangat-Transgression ins Mindel/Riß-Interglazial gestellt. Frau Dr. N. S. TSCHEBOTAREWA vom Geograph. Institut der Akademie d. Wiss. der UdSSR in Moskau erteilte mir die Auskunft (12. 7. 1963), daß niemand in diesem Institut die Richtigkeit der Zuweisung dieser Transgression zum Riß/Würm-Interglazial bezweifle. Von Herrn Dr. PETRE SAMSON vom Institut de Speologie in Bukarest erhielt ich die Auskunft (20. 3. 1964), daß im Moskauer Geolog. Institut W. I. GROMOW und seine Schule die Karangat-Transgression ins Mindel/Riß-Interglazial auf Grund einer nachweislich v e r f e h l t e n archäologischen Datierung eingestuft haben (Moustérien vom Beginn des Mindel/Riß-Interglazials bis zum Ende des Riß/Würm-Interglazials, Beginn des Jungpaläolithikums im Anfangsabschnitt von Riß). Ich danke auch an dieser Stelle Frau Dr. N. S. TSCHEBOTAREWA und Herrn Dr. PETRE SAMSON verbindlichst für ihre Auskünfte.

komplex von Unter-Wisternitz in Mähren (KLÍMA u. Mitarb. 1962); hier wie dort verschmelzen die drei Böden stellenweise zu einem einzigen. Der nächst jüngere Komplex B_C ist doppelt und 2 m mächtig, der nächste B_B ebenfalls doppelt und der jüngste schwache Boden B_A nur 0,50 m mächtig. HAASE & RICHTER weisen mit Recht auf die verblüffende Ähnlichkeit dieses Profils mit niederösterreichischen hin und parallelisieren (vorläufig als Arbeitshypothese) diese Bodenbildungen mit dem Kremser (B_D), dem „Göttweiger" d. h. Mittelwürm (B_C), dem Paudorfer Boden (B_B); zum jüngsten Boden B_A gibt es in Niederösterreich keine Entsprechung, wohl aber in Ungarn (um 18 000 B.P.).

7. Die Lößlehmgrube „Biedensteg" bei Bad Wildungen (E. JACOBSHAGEN & Mitarb. 1963). Ein ca. 0,70 m mächtiger fossiler Boden trennt zwei *Primigenius*-Faunen führende würmeiszeitliche Lößlehm-Komplexe (zusammen 6 m mächtig) in einem Erdfall (Taf. 12); der untere Komplex weist zwei daumendicke Eulengewölle-Schichten auf (Fig. 1). Die ökologische und paläoklimatologische Auswertung der ungewöhnlich reichen Faunenreste (rund 80 Arten) im unteren Komplex ermöglichte E. JACOBSHAGEN die Feststellung einer Biotopen-Abfolge (Taf. 14) von einer Steppe mit Waldinseln (offenbar unmittelbar auf das Brörup-Loopstedt-Interstadial folgend) über eine subarktische Steppe zur Tundra, die in einem längeren bodenbildenden Interstadial durch eine Steppe abgelöst wurde (alle Steppennager sind in der gemäßigten kontinentalen Klimazone zuhause!). Erneute starke Abkühlung bewirkte die Fortsetzung der unterbrochenen Ablagerung (zunächst durch Fließerde, dann durch Löß mit hochglazialer Fauna). Der untere Lößlehm-Komplex ist nach den genannten Autoren im älteren, der obere im jüngeren Würm abgelagert worden, d. h. im 3. Stadial von Altwürm bzw. im Jungwürm. Die Steppenphase mit dem fossilen Boden ist also ins Mittelwürm zu stellen.

Für dieses Mittelwürm habe ich bisher den Namen „Göttweiger Interstadial-Komplex" gebraucht, weil die Göttweiger Bodenbildung seit SOERGEL von BREUIL & KOSLOWSKI, ZEUNER, GRAHMANN, ZOTZ, GUENTHER, BRANDTNER u. a. in diese Periode (als die bekannteste im Löß) gestellt war. Nun hat B. FRENZEL (1964) die Ergebnisse seiner sehr verdienstvollen außerordentlich mühsamen palynologischen Untersuchungen der fossilen Böden des Stillfried A-Komplexes von Oberfellabrunn, des Stillfried B (beide Orte im ariden östlichen Niederösterreich) und der angrenzenden Lößschichten beider Profile veröffentlicht. Diese verschiedenen Schichten lieferten ganz verschiedene Pollenspektra: für die fossilen interstadialen Böden mit größerem Anteil des Baumpollens als in den Lößschichten, in der Verlehmungszone mit besonders viel Pollen letztinterglazialer Holzarten; bei der Ablagerung des Lösses ist der Pollenniederschlag gleichzeitig mit dem Löß abgelagert worden, bei der Bodenbildung ist der Pollenniederschlag in den Interstadialen und Interglazialen in diesen ursprünglich stadialen Löß bei seiner Verwitterung hineingespült worden. Erstaunlich ist, daß auch sehr wenig resistenter Pollen meist in gut erkennbarem Zustand erhalten geblieben ist. Während der Nichtbaumpollen aus der Umgebung der Probenentnahmestelle stammt, kommt beim Baumpollen auch Weit- und Ferntransport in Betracht. Auffällig ist, daß *Carpinus-Pollen*, der in den letztinterglazialen Pollendiagrammen erst in der zweiten Hälfte auftritt, schon im unverwitterten Rißlöß unter dem letztinterglazialen fossilen Boden erscheint, ferner in diesem auch *Fagus*, die nördlich der Alpen im Spätpleistozän nicht vorkam, wohl aber in Norditalien und Slovenien, so daß hier unzweifelhaft Ferntransport vorliegt. Der in den verwitternden Rißlöß eingespülte Pollen interglazialer Holzarten mischte sich mit dem stadialen Pollen des Rißlösses, so daß die Verlehmungszone Pollenspektren lieferte, die für eine Vegetation wie die heutige sprechen, aber nicht wie die interglaziale! Trotzdem ist es nach FRENZEL möglich, interstadiale und interglaziale Böden im Löß palynologisch zu unterscheiden, eine außerordentlich wichtige Errungenschaft. Danach ist die Verlehmungszone an der Basis des Stillfried A doch letztinterglazial (R/W), was mit anderen Mitteln nicht zuverlässig bewiesen werden

konnte, leider auch nicht terrassenmorphologisch. Das Stillfried A von Oberfellabrunn (und sicher auch von Stillfried a. d. March) hat, was BRANDTNER und FINK sowie neuerdings auch tschechische Forscher angenommen haben, die gleiche Zeitstellung wie der erheblich mächtigere dreifache Bodenkomplex von Unter-Wisternitz (KLÍMA u. Mitarb. 1962), der älter als 55 000 C^{14}-Jahre ist, während für die oberste Humuszone von Oberfellabrunn nur ein Mindestalter von 42 000 C^{14}-Jahren gemessen worden war.

Seine Pionierarbeit auf dem Gebiet der Löß-Palynologie plant FRENZEL weiter auszubauen. Dazu gehört außer der palynologischen Untersuchung von fossilen Böden, die auf Grund anderer Befunde zweifellos letztinterglazial sind (z. B. in Unter-Wisternitz), vor allem die palynologische Untersuchung der Verlehmungszone in Göttweig und ähnlicher. Bisher scheint nämlich der Stillfried A-Komplex mit dem Anfangsabschnitt des Würms nur in besonders ariden Gebieten erhalten geblieben zu sein, aber schon in etwas weniger ariden (z. B. Trockenbecken in Thüringen) sind im Horizont des frühen Altwürms mit seinen beiden Interstadialen nur Schwemmlöß oder Fließerde angetroffen worden (UNGER & RAU 1961). Sind Verlehmungszonen ohne Auflagerung von je 2 Humus- und Löß-Zonen wie in Göttweig auch letztinterglazial? Es gibt zweifellos, wie oben gezeigt wurde, auch mittelwürmzeitliche, also interstadiale Verlehmungszonen, die bisher als Göttweiger bezeichnet worden sind; sind etwa infolge fehlender pedologischer Untersuchung mit modernen Methoden in Niederösterreich und Bayern interstadiale und letztinterglaziale Verlehmungszonen parallelisiert worden? In den Profilen mit dem Stillfried A muß dann noch gefragt werden, wo die mittelwürmzeitliche Verlehmungszone geblieben ist (klimatisch bedingte Lücke im Lößprofil?). Eine Bodenbildung in interstadialen Abschnitten in einer klimatisch sehr unruhigen langen Periode könnte in den kalten Oszillationen ± abgetragen worden sein; so ist es vielleicht zu erklären, daß in Frankreich die Bodenbildung des Mittelwürms so viel schwächer als im kontinentaleren Osten ist.

Zu beachten ist in diesem Zusammenhang noch folgendes: BRUNNACKER (1957, S. 34 Abb. Köfering, S. 38, 73, 86, 90) hat makroskopisch-pedologisch im Regensburger Trokkengebiet festgestellt, daß die beiden vor dem Paudorfer interstadialen Boden (seinem „W I/II"-Boden) gebildeten viel stärkeren fossilen Böden seines „R/W"- und „Altriß/Jungriß-Interglazials" (in Wahrheit: Mittelwürm W I/II SOERGEL und R/W SOERGEL, siehe Abschnitt V, 4) einander sehr ähnlich sind: Pseudogley auf (Para-) Braunerde; der Pedologe SCHÖNHALS (in Eiszeitalter u. Gegenwart 1, 1951, S. 109-128) hat auch den fossilen Boden des Würm II/III-Interstadials" wie den des „Würm I/II-Interstadials" als Braunerde bezeichnet.

Solange die namengebende Verlehmungszone in Göttweig nicht palynologisch (anders geht es nicht!) als mittelwürminterstadial („W I/II") erwiesen ist, darf das Mittelwürm natürlich nicht als „Göttweiger Interstadial" (F. E. ZEUNER 1954) bezeichnet werden, sondern etwa als „Würm-Hauptschwankung" oder „Würm-Interpleniglazial", für das, wie oben gezeigt wurde, genügend Beweise vorliegen, so daß an meiner Geochronologie des Spätpleistozäns von 1958 sonst (außer Ergänzungen) nichts zu ändern ist.

VI. Der Klima-Charakter des Mittelwürms

Im Mittelwürm von (abgerundet) 50 000—30 000 B.P. stagnierte das Inlandeis innerhalb der Alpen und ebenso im Norden, wie es in England erwiesen ist, mit kleineren und größeren Oszillationen. Diese lange Unterbrechung im (horizontalen) Wachstum des Inlandeises spricht für ein im ganzen interstadiales Klima; daß es im Durchschnitt höchstens boreal (kühl-temperiert) und nur im Süden etwas wärmer war, beweist die Tatsache, daß in NW-England in der Nähe der Inlandeisfront eine von Moränenschutt des zurückschmelzenden (Main) Irish Sea-Gletschers um 42 000 B.P. begrabene Toteismasse erst nach 30 000 Jahren auftaute, also das Mittelwürm überdauerte (SHOTTON & STRACHAN 1959).

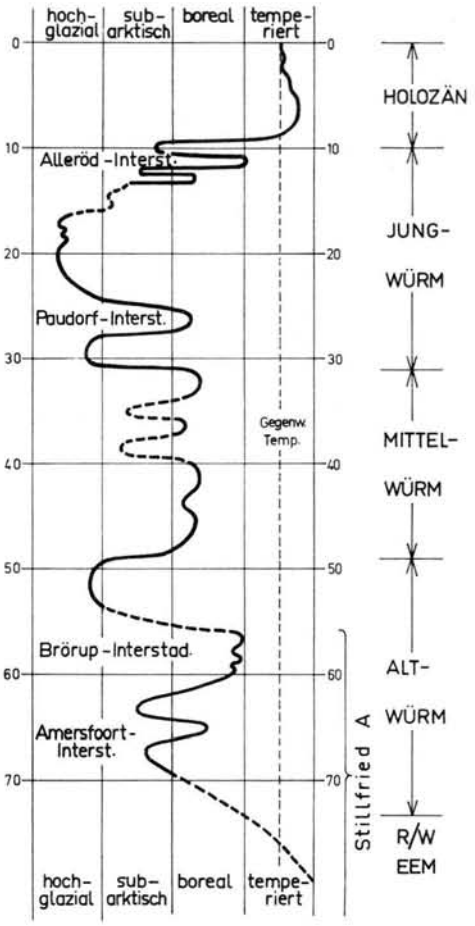


Abb. 1. Schematische Paläotemperatur-Kurve (auf Grund roher Schätzungen der Juli-Mitteltemperatur) der letzten Eiszeit. Die C^{14}-Daten für die beiden Altwürm-Interstadiale sind Mindestdaten; der Beginn der Letzten Eiszeit liegt nach Protaktinium-Daten aus Tiefsee-Bohrkernen etwa 85000 Jahre zurück.

Namensänderungen: Mittelwürm früher „Göttweiger Interstadial" (F. E. Zeuner 1954), „Göttweiger Interstadial-Komplex" (H. Gross) und „großes Würm-Interstadial W I/II" (besonders bei Urgeschichtlern); Jungwürm früher „Hauptwürm" (H. Gross).

Äolische Löß-Ablagerung: In den Kaltphasen vor dem Brörup-Interstadial nur in den aridesten Klimagebieten, nach dem Brörup-Interstadial allgemein in den Kaltphasen bis zu ihrem hochglazialen Maximum.

Von einem „F-Interglazial" kann also keine Rede sein; das Mittelwürm war eine lange, aber flache Zäsur in der Temperatur-Kurve der Letzten Eiszeit. Hauptsächlich archäologische Untersuchungen haben paläontologische Befunde ergeben, die für ein unbeständiges Klima sprechen, in dem wärmere und kältere Perioden miteinander abwechselten; es war aber für den Pflanzenwuchs günstig genug, daß er sogar in beträchtlichen Höhen und in der Nähe der Inlandeisfront Großwild ernähren konnte, z. B. in Gebirgen den Höhlenbären, das Charaktertier des Mittelwürms. Das lange kalte 3. Altwürm-Stadial hatte die subarktischen Bäume des Brörup-Loopstedt-Interstadials weit nach S abgedrängt. Das wechselvolle Mittelwürm-Klima verzögerte lange ihre Rückkehr; möglicherweise hat auch das Großwild das Aufkommen von Jungwuchs verhindert (Coope, Shotton & Strachan (1961). Erst spät erschienen an geschützten Stellen (besonders in Flußtälern) Gruppen von starke Winterkälte ertragenden Holzarten *(Pinus, Picea, Larix, Betula* u. a.), und im letzten Drittel entstanden in Südfrankreich und im südöstlichen Mitteleuropa taiga-artige Bestände, in denen die Koniferen vorherrschten. Artbestimmungen von Holzkohlen sind für die Paläoklimatologie nur dann verwertbar, wenn sie aus Herden entnommen sind und im Hangenden keine postglazialen Kulturschichten vorkamen, aus denen durch wühlende Tiere z. B. *Fagus*-Holzkohle ausgerechnet in die Hauptfundschicht der Lemminge verschleppt werden konnte wie in den Weinberghöhlen. Moorbildungen sind für das Mit-

telwürm bisher nur in den Niederlanden und im nordwestlichen und nördlichen Alpenvorland nachgewiesen worden; anderwärts war sein Klima wahrscheinlich nicht humide genug. Die meisten, wenn nicht alle früher von mir und anderen vermutungsweise ins Mittelwürm gestellten Moorbildungen stammen aus den Altwürm (Altweichsel)-Interstadialen.

Literatur:

ANDERSEN, Sv. Th., VRIES, Hl. DE, ZAGWIJN, W. H.: Climatic change and radiocarbon dating in the Weichselian Glacial of Denmark and the Netherlands. - Geol. en Mijnbouw **39**: 38-42, 1960.

BECK, P.: Bericht über die außerordentliche Frühjahrstagung der Schweizerischen geologischen Gesellschaft in Thun 1938. - Eclogae geol. Helvet. **31**: 173-198 (speziell 185, 186), Basel 1938.

BRUNNACKER, K.: Die Geschichte der Böden im jüngeren Pleistozän in Bayern. - Geolog. Bavar. **34**: 5-95, München 1957. - - Bemerkungen zum Profil Hörmating/Obb. - Eiszeitalter u. Gegenwart **13**: 125-128, 1962.

CHMIELEWSKI, W.: Civilisation de Jerzmanowice. - Inst. Hist. Mat. Polskiej Akad. Nauk, Warszawa 1961, 92 p.

COOPE, G. R., SHOTTON, F. W., F. R. S., & STRACHAN, I.: A Late Pleistocene flora and fauna from Upton Warren, Worcestershire. - Philos. Transact. Roy. Soc. B, **244**: 379-421, London 1961.

DYLIK, Jan, DYLIKOWA, Anna, & Mitarb.: The Łódź Region. - Guide-Book of Excursion C, VIth INQUA Congress, Łódź 1961.

EBERS, Edith: Drumlinkerne, ältere Würmschotter und das Interstadial-Profil von Hörmating/Obb. - Eiszeitalter u. Gegenwart **11**: 64-76, 1960.

FRENZEL, B.: Zur Pollenanalyse von Lössen (Untersuchungen der Lößprofile Oberfellabrunn und Stillfried, Niederösterreich). - Eiszeitalter u. Gegenw. **15**, 1964 (im Druck). - - Ich bin Herrn Dr. FRENZEL sehr dankbar dafür, daß er mir im Oktober 1963 ein Duplikat seines Manuskripts zur Kenntnisnahme geliehen hat.

FREUND, Gisela: Die Blattspitzen des Paläolithikums in Europa. - Quartär-Bibl. **1**, Bonn 1952.

GROSS, H.: Das Göttweiger Interstadial, ein zweiter Leithorizont der letzten Vereisung. - Eiszeitalter u. Gegenwart **7**. 87-101, 1956. - - Die bisherigen Ergebnisse von C^{14}-Messungen und paläontologischen Untersuchungen für die Gliederung und Chronologie des Jungpleistozäns in Mitteleuropa und den Nachbargebieten. - Ebenda **9**: 155-187, 1958. - - Noch einmal: Riß oder Würm? - Ebenda **10**: 65-76, 1959. - - Die Bedeutung des Göttweiger Interstadials im Ablauf der Würm-Eiszeit. - Ebenda **11**: 99-106. - - Der gegenwärtige Stand der Geochronologie des Spätpleistozäns in Mittel- und Westeuropa. - Quartär **14**: 49-68, Bonn 1962-1963. - - Die urgeschichtlichen und geochronoligschen Befunde der Bären- oder Tischofer-Höhle bei Kufstein am Inn. - Quartär **15** (im Druck).

GUENTHER, E. W.: Zur Altersstellung der paläolithischen Station Murg (Oberrhein). - Jber. u. Mitteil. oberrhein. geol. Ver. 1963.

GUENTHER, E. W., & BRONGER, A.: Der Fund eines throgontheroiden Elefantenmolaren im Lößprofil von Heitersheim im südlichen Oberrheintal. - Arheološki Vestnik **13/14**: 211-222, Ljubljana 1962-1963.

HAASE, G., & RICHTER, H.: Fossile Böden im Löß an der Schwarzmeerküste bei Constanţa. - Peterm. Geogr. Mitteil. **101**: 161-173, 1957.

JACOBSHAGEN, E., HUCKRIEDE, R., & JACOBSHAGEN, V.: Eine Faunenfolge aus dem jungpleistozänen Löß bei Bad Wildungen. - Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch. **44**, 105 S., 9 Abb., 2 Tab., 14 Taf., Wiesbaden 1963.

KLÍMA, B., KUKLA, J., LOŽEK, V., † VRIES, Hl. DE: Stratigraphie des Pleistozäns und Alter des paläolithischen Rastplatzes in der Ziegelei Dolní Věstonice (Unter-Wisternitz). - Anthropozoikum **11** (1961): 93-145, Prag 1962.

LEROI-GOURHAN, Arlette: Flores et climat du Paléolithique récent. - C. r. Congrès préhist. de France à Monaco 1959, Le Mans 1960.

MOVIUS, H. L., Jr.: Radiocarbon dates and Upper Palaeolithic archaeology in Central and Western Europe. - Current Anthropology **1**: 355-391, Chicago 1960.

OBERMAIER, H.: Das archäologische Fundmaterial (der Tischofer-Höhle). - In: M. SCHLOSSER 1910: 484-503.

PEAKE, D. S.: Glacial changes in the Alyn River system and their significance in the glaciology of the North Welsh border. - Quarterly J. geol. Soc. London **117**: 335-366 (besonders pp. 361, 362), 1961.

PENCK, A.: Die Vergletscherung der deutschen Alpen. 1882. - - Ablagerungen und Schichtstörungen der letzten Interglazialzeit in den nördlichen Alpen. - Sber. preuß. Akad. Wiss., phys.-math. Kl.: 214-251, Berlin 1922.

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

REICH, Helga: Die Vegetationsentwicklung der Interglaziale von Großweil und Pfefferbichl im Bayerischen Alpenvorland. - Flora **140**: 386-443, Jena 1953.

SCHLOSSER, Max, unter Mitwirkung von F. BIRKNER & H. OBERMAIER: Die Bären- oder Tischoferhöhle im Kaisertal bei Kufstein. - Abh. math.-physikal. Kl. d. Kgl. Bayer. Akad. d. Wiss. **24**. Bd. (1909): 385-506, München 1910.

SCHMID, Elisabeth: Höhlenforschung und Sedimentanalyse. Ein Beitrag zur Datierung des Alpinen Paläolithikums. - Schr. Instit. f. Ur- u. Frühgesch. der Schweiz **13**, 185 S., Basel 1958.

SHOTTON, F. W., F. R. S., & STRACHAN, I.: The investigation of a peat moor at Rodbaston, Penkridge, Staffordshire. - Quarterly J. geol. Soc. London **115**: 1-16, 1959.

SOERGEL, W.: Löße, Eiszeiten und paläolithische Kulturen. Jena 1919.

UNGER, K. P., & RAU, D.: Gliederung und Altersstellung der Lößablagerungen im Thüringer Becken und deren Randgebiet. - Instytut Geol. Odbitka z Tomu **34** Prac (INQUA Warszawa 1961): 227-235, Warschau 1961.

VALOCH, K.: More on Upper Palaeolithic archaeology, comment. - Current Anthropology **2**: 448, Chicago 1961.

VELICHKO, A. A.: Area of Dniepr glaciation (beyond the limits of Moscow glaciation): Relief and stratigraphy of Quaternary deposits. - Relief and stratigraphy of the Quaternary deposits in the northwestern part of the Russian plain: 173-207, Moscow 1961 (russ.).

VÉRTES, L.: Die Höhle von Istállóskő. - Acta Archaeol. Acad. Scient. Hungar. **5**: 111-291, Budapest 1955(a). - - Paläolithische Kulturen des Würm I/II-Interstadials in Ungarn. - Ebenda **5** (3/4): 261-278, 1955(b). - - Les conditions de l'interstadial würmien I/II hongrois élucidées par l'examen des remplissages des grottes. - Acta Geol. Acad. Scient. Hungar. **3** (4): 395-407, 1955(c). - - Das Würm-1/2-Interstadial — Wendepunkt des Paläolithikums. - Ber. V. Internat. Kongreß f. Vor- und Frühgesch., Hamburg 1958: 834-838, Berlin 1961. - - Untersuchungen an Höhlensedimenten. Methode u. Ergebnisse. - Régészeti Füzetek Ser. II, **7**, 176 S., Budapest 1959.

VRIES, Hl. DE: Radiocarbon dates for upper Eem and Würm-interstadial samples. - Eiszeitalter u. Gegenwart **9**: 10-17, 1958. - - Die Chronologie der Würmvereisung. - Ber. V. Internat. Kongreß f. Vor- u. Frühgesch. Hamburg 1958: 840-842, Taf. 52, 3. Berlin 1961.

WERNERT, P.: Stratigraphie paléontologique et préhistorique des sédiments quaternaires d'Alsace, Achenheim. - Mém. Service Carte géol. d'Alsace et de Lorraine **14**, Strasbourg 1957.

WOLDSTEDT, P.: Über die Gliederung des Quartärs und Pleistozäns. - Eiszeitalter u. Gegenwart **13**: 120-122, 1962.

WRIGHT, H. E., Jr.: Late Pleistocene climate of Europe: a review. - Geol. Soc. Amer. Bull. **72**: 933-984, 1961.

ZAGWIJN, W. H.: Vegetation, climate and radiocarbon datings in the Late Pleistocene of the Netherlands. Part I. Eemian and Early Weichselian. - Mem. Geol. Foundat. in the Netherlands, N.S. **14**: 15-45, 1961.

ZEUNER, F. E.: Riss or Würm? - Eiszeitalter u. Gegenwart **4/5**: 98-105, 1954.

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

ZOTZ, L. F., & Mitarb.: Das Paläolithikum der Weinberghöhlen bei Mauern. - Quartär-Bibl. **2**, 330 S., XV Taf., Bonn 1955.

Manuskr. eingeg. 29. 2. 1964

Anschrift des Verf.: Dr. Hugo Groß, 86 Bamberg, Kunigundendamm 59.

Eiszeitalter und Gegenwart	Band 15	Seite 199-206	Öhringen/Württ., 1. November 1964

Ergebnisse neuerer Untersuchungen zur Würmlöß-Gliederung in Hessen

Von E. Schönhals, H. Rohdenburg und A. Semmel

Mit 1 Abbildung im Text

Zusammenfassung: Die über dem letztinterglazialen Boden (Parabraunerde bzw. pseudovergleyte Parabraunerde) folgenden würmzeitlichen äolischen Sedimente können durch kennzeichnende Bodenhorizonte in 3 Abschnitte (Alt-, Mittel- und Jungwürm) gegliedert werden. Charakteristisch für das Altwürm sind Humuszonen, für das Mittelwürm neben einigen „Naßböden" braune Verlehmungszonen bis zu einer Mächtigkeit von 1,1 m und für das Jungwürm mehrere schwach ausgebildete, geringmächtige Verbraunungszonen und „Naßböden". Den wichtigsten Leithorizont des Jungwürms bildet das Kärlicher Tuffbändchen, das in jüngster Zeit auch in Nordhessen aufgefunden wurde. Abschließend wird das in Hessen aufgestellte Gliederungsschema mit den Würmlöß-Gliederungen in anderen Teilen Europas verglichen und eine Parallelisierung versucht.

Abstract: The eolian sediments of the "Würm" following above the last interglacial soil Parabraunerde and pseudogleyed Parabraunerde respectively) can be divided — by characteristic soil horizons — into three sections (old, middle and young Würm). Typical for the old Würm are humic zones, for the middle Würm — besides several "Naßböden" browncoloured (weathered) zones of decalcification with a thickness of up to 1,1 m, and for the young Würm several weakly developed thin browncoloured weathering zones and "Naßböden" (wet soils). The most significant key horizon of the young Würm is the Kärlich tuff layer which recently was also encountered in Northern Hessen. Finally, the division scheme estabilished in Hessen is compared with the Würmloess divisions in other countries of Europe.

Einleitung

Die Gliederung des Würmlösses in Hessen war bereits in der Vergangenheit Gegenstand quartärgeologischer Untersuchungen (E. Schönhals 1945, 1950, 1951, 1959 und 1959a; H. Freising 1954). Von E. Schönhals wurde erstmalig das Auftreten von Verbraunungshorizonten im Würmlöß erkannt und als stratigraphisches Gliederungskriterium verwendet (E. Schönhals 1950 u. 1951). Derselbe Autor weist außerdem bereits 1951 auf einen weiteren wichtigen Leithorizont im hessischen Würmlöß hin: das Kärlicher Tuffband. Nach den Untersuchungen von J. Frechen (1959) stammt diese Tufflage, die als solche schon W. Hess (1909) und F. Michels (1931) bekannt war, von einem basaltischen „Ausbläser" im Neuwieder Becken. Der Kärlicher Tuff tritt in vielen Lößaufschlüssen Hessens und seiner Randgebiete auf (E. Schönhals 1959). In jüngerer Zeit wurde er z. B. von B. Meyer und H. Rohdenburg im Gebiet südlich Kassel gefunden. Der Wert des Tuffes als stratigraphisches Hilfsmittel besteht vor allem darin, daß er erlaubt, nur schwach entwickelte „Verbraunungshorizonte" oder „Naßböden" im oberen Abschnitt der Lößprofile zu parallelisieren. Wenn trotzdem in der Vergangenheit bei der Würmlöß-Gliederung in Hessen voneinander abweichende Meinungen vertreten wurden (vgl. H. Freising 1954), so war die Ursache dafür oft nicht eine irrtümliche Gleichsetzung stratigraphisch verschiedener Horizonte, sondern vielmehr eine unterschiedliche genetische Deutung gleicher Bildungen.

Die vorliegende Arbeit hält sich methodisch an den bereits von E. Schönhals und H. Freising im Untersuchungsraum beschrittenen Weg. In ihr werden Ergebnisse mitgeteilt, die in den letzten Jahren durch voneinander unabhängige Untersuchungen in zahlreichen, größtenteils neu entstandenen Lößaufschlüssen Nordhessens und des Rhein-Main-Gebietes gewonnen wurden. Die Verfasser beschränken sich dabei im allgemeinen auf die Angabe der im Gelände faßbaren Daten. Aus diesen wurde für jedes Arbeitsgebiet ein Sammelprofil konstruiert. Die ausführlichen Beschreibungen der Einzelprofile sowie die Mitteilung der Ergebnisse von Laboruntersuchungen bleibt späteren, getrennten Publikationen vorbehalten.

1. Zur Gliederung des Würmlösses im Rhein-Main-Gebiet (Abb. 1)

1.1. Der an der Basis des Würmlösses liegende Boden der letzten Warmzeit zeichnet sich durch eine leuchtendbraune (MUNSELL feucht 7.5 - 10 YR 5/4) Farbe aus. Er besitzt ein polyedrisch-plattiges Gefüge und weist häufig Merkmale eines B_t-Horizontes auf. Sein Tongehalt erreicht stellenweise 40%. Der Boden tritt in zwei Varianten (Subtypen) auf. In den heute relativ trockenen Gebieten der Rhein-Main-Niederung, in denen der Löß stark karbonathaltig ist, durchsetzen das Solum weißliche, senkrecht verlaufende adrige Leitbahnen, die mit $CaCO_3$-Ausscheidungen gefüllt sind. An der Basis des Bodens ist ein deutlicher Lößkindelhorizont ausgebildet. In dem niederschlagsreicheren Raum des Taunusrandes, in dem der Karbonatgehalt des Lösses geringer ist, fehlen solche deutlichen $CaCO_3$-Ausscheidungen. Hier ist der Boden von einer schwachen Marmorierung überprägt. Graue, senkrechte Leitbahnen mit orangefarbigen Säumen treten vor allem im oberen Profilbereich auf und spiegeln eine Beeinflussung durch Staunässe wider. Die Mächtigkeit des Solums erreicht in den trockenen Gebieten 1,10 m, in den niederschlagsreicheren dringen horizontale Tonbänder bis 1,80 m tief in den Rißlöß ein. Bei diesen Angaben muß aber berücksichtigt werden, daß die Profile durchweg gekappt sind. Die ursprüngliche Mächtigkeit des B-Horizontes war wahrscheinlich größer.

Für die stratigraphische Einstufung dieses Bodens ist entscheidend, daß er unter einer Lößdecke, die fast immer durch eine Anzahl schwächerer Bodenbildungen gut gegliedert werden kann, der erste Boden ist, der dem holozänen Boden an Intensität gleicht bzw. ihn sogar übertrifft.

Die nicht pseudovergleyte Variante des letztwarmzeitlichen Bodens wird als „Erbacher Boden", die pseudovergleyte als „Homburger Boden" bezeichnet.

1.2. An der Oberfläche des Erbacher Bodens ist häufig ein Horizont mit Karbonat- und schwarzen Sesquioxidkonkretionen ausgebildet. Über diesem Horizont liegt manchmal eine 0,20—0,50 m starke hellgraue, steinige und kalkhaltige Schlufflage mit vereinzelten Sesquioxidkonkretionen und Holzkohlebröckchen. Auch über dem Homburger Boden folgt meist eine graue Schlufflage. Diese scheint aber stärker gebleicht zu sein und in ihr liegen mehr und größere Sesquioxidkonkretionen als über dem Erbacher Boden. Es ist möglich, daß die graue Schlufflage nach ihrer Ablagerung durch Lessivierung aufgehellt wurde und als A_l- bzw. SA_l-Horizont zu betrachten ist, der mit dem liegenden B_t- bzw. SB_t-Horizont eine bodengenetische Einheit bildet. Die graue Schlufflage wird von einer dunkelgrauen, schluffigen Humuszone überdeckt, deren Mächtigkeit 0,8 m erreichen kann. Zwischen beiden ist eine Diskordanz ausgebildet; denn in einigen Aufschlüssen fehlt die Schluffschicht zwischen der Humuszone und dem letztwarmzeitlichen Boden, in anderen Lehmgruben durchschneidet die Humuszone den B_t-Horizont und liegt unmittelbar auf Rißlöß bzw. auf anderen Sedimenten präwürmzeitlichen Alters. Für die Humuszone ist charakteristisch, daß sie eine lebhafte Braunfleckung aufweist, die vielleicht als Folge eines Humusabbaues gedeutet werden kann (H. ROHDENBURG 1964). Die braunen Flecken haben konkavgezackte Ränder und unterscheiden sich deutlich von dem auch in diesem Bereich auftretenden Krotowinen, die mit Löß oder braunem Lehm gefüllt sind. Im Hangenden der (steinfreien!) Humuszone liegt entweder eine steinige, stark lößhaltige Fließerde oder steinfreier Löß, denen abermals eine braunfleckige, schluffige Humuszone folgt. Diese besitzt an ihrer Basis oft einen braunen Saum. Über einer weiteren Fließerde oder Lößlage folgt dann schließlich in einigen Aufschlüssen ein dritter humoser Abschnitt, der bis 1,5 m mächtig wird und den im oberen Teil zahlreiche sandige Lagen durchziehen.

Der vorstehend beschriebene untere Teil des Sammelprofils ist zur Zeit am besten im Raume Wiesbaden-Hattersheim a. M. aufgeschlossen. In den Aufschlüssen außerhalb

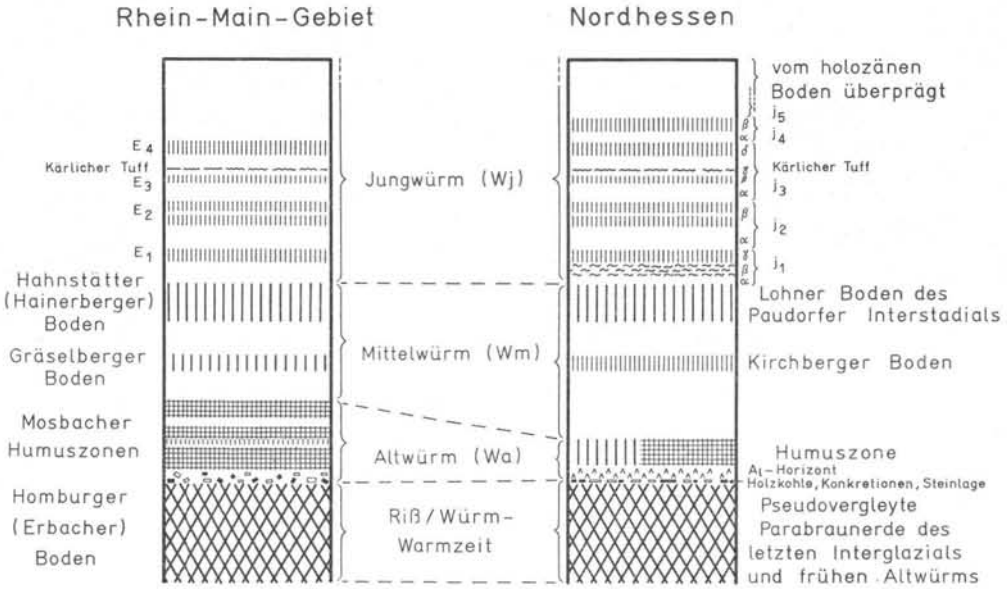


Abb. 1. Gliederung des Würm-Lösses im Rhein-Main-Gebiet und in Nordhessen.

dieses Gebietes fehlen entweder die Humuszonen völlig oder es ist nur eine von ihnen — wie z. B. in Hahnstätten (A. SEMMEL 1963) — ausgebildet bzw. erhalten geblieben. — Die Humuszonen werden als „Mosbacher Humuszonen" bezeichnet.

1.3. Der über den Humuszonen folgende Löß ist in seinem basalen Teil durch einen braunen Lehm mit etwa 0,4 m Mächtigkeit gegliedert. Der Lehm besitzt ein plattig-bröckeliges Gefüge und Krotowinen, die mit hellem Löß gefüllt und von $CaCO_3$-Pseudomyzelien durchsetzt sind. Der Tongehalt des Lehms beträgt 20—25%, in seinem oberen Teil treten graue und rostfarbige Flecken auf. Wir bezeichnen diesen braunen Lehm als „Gräselberger Boden". Das nach oben anschließende Lößpaket kann durch mehrere (meist vier) graue, etwas dichtere Horizonte, die sich gegenüber dem Löß durch einen geringfügig höheren Gehalt an Ton auszeichnen, gegliedert werden. Diese Lößserie wird durch einen etwa 0,80 m starken braunen Boden abgeschlossen, der in zwei Varianten auftritt. Dort, wo der Boden der letzten Warmzeit nicht pseudovergleyt ist, hat er eine schwach rötlich getönte Farbe (7.5 - 10 YR 5/4), dort, wo der letztwarmzeitliche Boden eine Marmorierung aufweist, entspricht die Farbe 10 YR 5/4. Im ersten Falle zeichnet sich der Boden durch ein plattig überprägtes Krümelgefüge aus, im zweiten Falle besitzt er ein plattig-polyedrisches Gefüge mit dunklen Anflügen auf den Aggregatflächen. In beiden Böden sind im oberen Profilteil häufig Krotowinen zu beobachten. Der Tongehalt beträgt 25—30%. — Die rötliche Variante dieses Bodens wird als „Hainerberger Boden", die bräunlichere als „Hahnstätter Boden" bezeichnet.

1.4. Der hierüber folgende Löß ist an der Basis grau- und rostfleckig. Er wird häufig durch vier schwache Verbraunungshorizonte unterteilt. Diese heben sich farblich nur wenig von dem übrigen Löß ab, sie besitzen aber ein dichteres Gefüge, sind stark mit Pseudomyzelien durchsetzt, manchmal schwach humos und etwas tonhaltiger. Durch ihren spezifischen Wasserhaushalt treten sie an der Aufschlußwand deutlich hervor. Der zweite Horizont (von unten gezählt) ist am kräftigsten und mächtigsten ausgebildet. Er weist oft eine deutliche Zweiteilung auf. An der Hangendgrenze des unteren Teiles

ist stellenweise eine Quarzbröckchenlage zu erkennen. Der obere Teil zeichnet sich durch eine deutliche Grau- und Rostfleckung aus. Am schwächsten ist der dritte Horizont ausgebildet. Hier kann von einer Verbraunung nur sehr bedingt die Rede sein, denn häufig finden sich Beimengungen von lößfremdem Material (kleine Gesteinsbrocken), die den Horizont als Fließerde kennzeichnen. Der vierte Horizont ist fast immer von dem C_a-Horizont des holozänen Bodens überprägt und tritt nur undeutlich hervor. Zwischen dem dritten und vierten Horizont liegt das Kärlicher Tuffband. — Die schwachen „Verbraunungshorizonte" werden als „Erbenheimer Böden" bezeichnet (Symbole E_1—E_4).

1.5. Die vorstehend beschriebene Würmlöß-Serie ist zur Zeit nur am Osthang des Gräselberges südlich Wiesbaden aufgeschlossen. Im übrigen Untersuchungsgebiet scheint der basale Teil mit den Humuszonen nur sehr selten erhalten zu sein. Auch in dem darüber folgenden Würmlöß können Straten fehlen. In einigen Aufschlüssen schalten sich dagegen in Mulden zwischen zwei Verbraunungshorizonte mächtigere Abschwemm-Massen ein.

2. Zur Gliederung des Würmlösses in Nordhessen (Abb. 1)

2.1. Der wichtigste Leithorizont ist ein Boden mit einem intensiv rötlichbraunen B-Horizont, der in der Regel eine Mächtigkeit von über 1,5 m erreicht, keinen Kalkgehalt aufweist und stark pseudovergleyt ist (vertikale Bleichbahnen mit orangefarbenen Säumen). Er besitzt eine polyedrische bis dichtplattige Struktur mit so hoher Strukturstabilität, daß die Fingerprobe einen viel zu niedrigen Tongehalt vortäuscht[1]).

Darüber folgt stets ein mehrere Dezimeter mächtiger auffallend hellgrauer Horizont mit mehrere mm dicken, festen schwarzen Sesquioxidkonkretionen und kleinen Holzkohlestückchen.

Die Tonfraktion (unter 2 μ) entspricht zwar in ihrer Gesamtmenge etwa dem des normalen Lösses, besteht aber im Gegensatz zu diesem vorwiegend aus Grobton über 0,6 μ. Das deutet auf Tonbildung und nachfolgende korngrößenselektive Tonverlagerung hin. Dieser Horizont kann daher als SA_1-Horizont („Bleichhorizont") einer Parabraunerde (im weitesten Sinne) aufgefaßt werden.

Alle anderen Böden zwischen diesem Leithorizont und dem holozänen Boden sind in Farbintensität, Mächtigkeit usw. bedeutend schwächer ausgebildet. Der beschriebene B-Horizont wird demzufolge als letztinterglazial angesehen. Diese Einstufung findet darin eine Stütze, daß an der Oberkante des Bleichhorizontes Holzkohlen der Tanne *(Abies)* gefunden wurden, einer Baumart also, die in der Schlußphase von Interglazialen auftritt und die in der Nacheiszeit nicht bis Nordhessen vorgedrungen ist[2]). Es sprechen sehr viele Beobachtungen dafür, daß hier ein polygenetischer Boden vorliegt, in dem sich sowohl interglaziale wie auch frühkaltzeitliche Prozesse ausprägten. Zudem liegen in Steinchenlagen, „Hakenschlagen" usw. genügend Kriterien vor, die eine aquatische und laminarsolifluidale Verlagerung zwischen einzelnen Teilphasen der Pedogenese beweisen.

2.2. Im Hangenden des Bleichhorizontes folgt in einigen Profilen eine humose Zone von wenigen Dezimetern bis zu über einem Meter Mächtigkeit. Dieser Profilabschnitt kann in Nordhessen nicht gegliedert werden; oft ist er nur sehr schwach ausgebildet oder er fehlt vollständig. In diesen Fällen tritt anstelle einer Humuszone ein meist mehrgliedriges Paket braunen Lehmes. Bei diesem handelt es sich aber nicht um eine Basisfließerde aus B-Horizont-Material des letztwarmzeitlichen Bodens, sondern um pedogenetisch stark überprägten und solifluidal bewegten Altwürmlöß.

[1]) Tongehalte bis zu 40%.

[2]) Die Bestimmung der Holzkohlen verdanken wir Dr. U. Willerding, Göttingen.

2.3. Darüber folgt ein Profilabschnitt, in dem eine vielfache Wechsellagerung von schwach bis mäßig braunem, etwas tonreicherem und „normalem", hellgelbem Löß vorliegt. Da dieser Abschnitt sehr selten in größerer Mächtigkeit aufgeschlossen ist und die einzelnen braunen Schichten oder Bänder in der Regel etwas solifluidal verlagert sind, kann nichts über ihre Horizontbeständigkeit ausgesagt werden. Eine stratigraphische Bedeutung kommt womöglich der kräftigsten dieser braunen Zonen zu, die bei etwa 50 cm Mächtigkeit eine Farbe von 10 YR 5/6 besitzt und auf die ein „Naßboden"-Horizont folgt. Wir bezeichnen diesen braunen Horizont als „Kirchberger Boden".

Der zuletzt beschriebene Profilabschnitt wird von

2.4. einem stratigraphisch sehr wichtigen Leithorizont abgeschlossen. Es handelt sich um einen braunen Boden von durchschnittlich 70—100 cm Mächtigkeit. Er ist kalkfrei (bzw. sekundär wieder aufgekalkt) und besitzt einen wesentlich höheren Tongehalt als der primäre helle Löß und eine charakteristische plattige Struktur. Staunässeeinflüsse äußern sich in kennzeichnenden orangefarbenen weichen „Knötchenkonkretionen" und dünnen, schwärzlichen bis rötlichbraunen Sesquioxid-Belägen auf den Platten.

Dieser sogenannte „Lohner Boden" ist wahrscheinlich nicht in seiner vollen Mächtigkeit von seiner heutigen Oberfläche her entstanden; eher ist anzunehmen, daß mehrere Phasen mit alternierender Materialzufuhr und Bodenbildung aufeinander folgten. Der untere etwa 40—50 cm mächtige Teil ist oft etwas farbkräftiger, außerdem ton- und humusreicher als der obere Teil; mitunter zeigt er auch eine ausgeprägte plattige Struktur. Trotz dieses — nicht in jedem Profil zu beobachtenden — heterogenen Aufbaues hebt sich dieser Profilabschnitt als Einheit scharf vom Liegenden wie vom Hangenden ab. Infolge starker laminarsolifluidaler Beanspruchung verschuppt er sich aber mit beiden, an der Oberkante naturgemäß stärker als an der Unterseite.

In geringmächtigen Profilen treten in dem unter 2.3. beschriebenen Profilabschnitt keine hellen lockeren Lößlagen auf, sondern alles angewehte Material ist syn- oder paragenetisch verbraunt und entkalkt. Oft ist der durch den Lohner Boden abgeschlossene Abschnitt dann nur noch durch Plattigkeit und Knötchenkonkretionen von dem Liegenden zu trennen. Wenn die solifluidale Verlagerung zu stark war, ist keine Unterscheidung mehr möglich. Dann folgt ein mehr als 2 m mächtiges, entkalktes und verbrauntes, tonreicheres Bodenpaket über dem letztinterglazialen Boden.

2.5. Über dem Lohner Boden wechseln mächtige Lagen aus hellem lockerem Löß mit schwach bis mäßig ausgeprägten Bodenhorizonten; es handelt sich dabei in der Regel um graubraune, kalkhaltige Zonen mit etwas erhöhtem Ton- und Humusgehalt, sowie geringerem Porenvolumen, stärkerer Frostblättrigkeit und schwacher Naßbodenüberprägung. Da diese Lößserie sehr häufig aufgeschlossen ist, konnte festgestellt werden, daß den einzelnen Horizonten stratigraphischer Wert zukommt. Sie besitzen nämlich z. T. charakteristische Kennzeichen. Der Horizont $J_1\gamma$ liegt stets über einem Lößpaket mit sehr starker Rostbänderung. Es ist noch fraglich, ob hier eine bodengenetische Horizontfolge vorliegt, oder ob sich in $J_1\beta$ und $J_1\gamma$ zwei getrennte Bodenbildungsphasen widerspiegeln. Die Zone $J_2\beta$ ist sehr oft in zwei dünne graubraune Bodenzonen mit zwischengeschaltetem gelbem Löß zu gliedern und meistens recht schwach ausgebildet. Mitten in dem Lößpaket zwischen $J_2\beta$ und $J_3\delta$, das nur gelegentlich durch den schwachen Boden $J_3\beta$ geteilt wird, liegt das Kärlicher Tuffband; in Nordhessen ist es günstigstenfalls nur noch 2 mm breit. Abgeschlossen wird dieses Lößpaket durch den in der Regel recht kräftig ausgebildeten Horizont $J_3\delta$. Nur in wenigen Fällen ist noch der helle Löß $J_4\alpha$ und der ebenfalls kräftige Bodenhorizont $J_4\beta$ anzutreffen.

2.6. Der hangende Löß — in Ausnahmefällen 1 m mächtig — ist nirgends in seiner ursprünglichen Beschaffenheit erhalten, sondern überall von der holozänen Bodenbil-

dung stark überprägt worden. Die Untergrenze der holozänen Entkalkung schwankt in ihrer Tiefenlage in Nordhessen sehr stark (1,1 bis über 3 m). In sehr vielen Profilen ist $J_3\delta$ schon entkalkt, so daß dann der Löß $J_3\beta$-γ als „C-Horizont" des holozänen Bodens angesprochen wird. Im unteren Teil des holozänen B-Horizontes heben sich dann $J_3\delta$ und $J_4\beta$ recht oft durch ihren deutlichen Grauton von dem reinen Braun der übrigen B-Horizontabschnitte ab. Bei größerer Entkalkungstiefe ist der B-Horizont der Parabraunerde nicht mehr völlig kompakt, sondern löst sich in viele getrennte Toninfiltrationsbänder auf, wie sie in Sand-Parabraunerden die Regel sind. Zwischen den Tonbändern treten infolge starker Tonverlagerung Bleichflecken auf, und zwar besonders stark im Bereich der schwachen pleistozänen Bodenhorizonte $J_3\delta$ und $J_4\beta$, sowie einiger Subhorizonte. Dadurch ergibt sich ein Profilbild, das von I. LIEBEROTH (1959) als „Lamellenfleckenzone" beschrieben wurde. Diese hat aber nach Befunden, die an anderer Stelle ausführlich dargestellt werden sollen, in Nordhessen keinen stratigraphischen Wert, da ihre Ausbildung nicht syn- oder parasedimentär, sondern eindeutig postsedimentär erfolgte. Stratigraphisch wichtig sind nur die in ihr „entwickelten" fossilen Bodenhorizonte.

3. Vergleich der Würmlöß-Gliederung zwischen dem Rhein-Main-Gebiet und Nordhessen

In Abb. 1 sind die Sammelprofile beider Untersuchungsgebiete einander gegenübergestellt. Die in Nordhessen an der Basis des Würmlösses erhalten gebliebene Parabraunerde der letzten Warmzeit entspricht dem Homburger Boden des Rhein-Main-Gebietes. In beiden Gebieten ist über diesem Boden eine deutliche Diskordanz ausgebildet, die belegt, daß vor der Entstehung der hangenden grauen Schluffschicht die warmzeitliche Bodenbildung durch eine Abtragungsphase abgebrochen wurde. Da sich diese Abtragung auch auf nur schwach geneigten Flächen ausgewirkt hat, scheinen die abtragenden Vorgänge bereits kaltzeitlichen Charakter (Abspülung und Bodenfließen) besessen zu haben. Deshalb legen die Verfasser die Grenze Warmzeit/Altwürm an die Basis der grauen Schlufflage, obwohl in der Schlufflage später noch Lessivierung und im B_t-Horizont Toneinschlämmung und Marmorierung stattgefunden haben[3]).

Die Mosbacher Humuszonen fehlen in Nordhessen bis auf eine. Diese wird stellenweise durch einen braunen Lehm vertreten, der bisher im Rhein-Main-Gebiet in entsprechender stratigraphischer Position noch nicht beobachtet werden konnte.

Mit der dritten Humuszone schließt ein Sedimentationsabschnitt des Würmlösses ab, dessen spezifische Merkmale im darüber folgenden Löß nicht wiederkehren. Es scheint deshalb vertretbar, die Grenze Altwürm/Mittelwürm an die Oberkante der dritten Humuszone zu legen. Die Abgrenzung lehnt sich an den Vorschlag von P. WOLDSTEDT (1962, S. 121) an.

Der „Kirchberger Boden" Nordhessens scheint dem „Gräselberger Boden" des Rhein-Main-Gebietes zu entsprechen. Die Parallelisierung von „Lohner Boden" und „Hahnstätter Boden" kann als gesichert angesehen werden. Beide Böden gleichen sich in ihrer Ausbildung weitgehend. Sie repräsentieren die bedeutendste Wärmeschwankung innerhalb der letzten Kaltzeit; an ihre Oberkante legen wir die Grenze Mittelwürm/Jungwürm (vgl. P. WOLDSTEDT 1962, S. 121). Auch die Jungwürm-Gliederung beider Gebiete entspricht sich weitgehend. Wenn trotzdem für die sich entsprechenden Horizonte verschiedene Bezeichnungen verwendet werden, so deshalb, weil gewisse Abweichungen nicht zu übersehen sind. Im

[3]) In der Ziegeleigrube von Witzenhausen/Werra konnte festgestellt werden, daß auch der interglaziale Boden vor der ersten kräftigen Abtragungsphase einen Bleichhorizont besaß und pseudovergleyt war. Darüber befindet sich auch dort ein durchgehender Bleichhorizont als altwürmzeitliche Neubildung.

Rhein-Main-Gebiet ist z. B. der Horizont E_1 sehr viel schwächer entwickelt als der Horizontkomplex E_2. Dagegen zeichnen sich in Nordhessen die entsprechenden Horizonte ($J_1\gamma$ und $J_2\beta$) durch etwa gleiche Intensität aus oder es ist $J_1\gamma$ kräftiger entwickelt. Weiterhin ist der Horizont $J_3\beta$ wesentlich schwächer ausgebildet als der Horizont E_3. Ein dem $J_4\beta$ äquivalenter Horizont konnte bisher im Rhein-Main-Gebiet nicht eindeutig beobachtet werden.

4. Vergleich mit Würmlöß-Gliederungen in anderen Teilen Mitteleuropas

Im Folgenden soll versucht werden, das Schema der Würmlöß-Gliederung in Hessen mit einigen in benachbarten Gebieten ausgearbeiteten Gliederungen zu vergleichen. Die Verfasser beschränken sich dabei auf Gliederungen, deren Standardprofile sie im Gelände selbst besichtigen konnten[4]).

Zunächst kann ohne Bedenken gefolgert werden, daß der „Homburger Boden" dem „R/W-Boden" K. Brunnacker's (u. a. 1958) und dem „Boden der Letzten Warmzeit" im Sinne von H. Freising (u. a. 1957) stratigraphisch entspricht. Außerdem bestehen keine Zweifel darüber, daß der Homburger Boden mit den letztinterglazialen Bodenbildungen zu parallelisieren ist, wie sie von J. Fink (u. . 1962), B. Klima, J. Kukla, V. Ložek & H. de Vries (1962), I. Lieberoth (u. a. 1962), W. Paas (1962), R. Ruske & M. Wünsche 1961 und K. P. Unger & D. Rau (1959) beschrieben wurden (vgl. hierzu auch G. Haase 1963).

Ganz ähnlich wie in bayerischen Lößprofilen (K. Brunnacker 1958, S. 134-135) läßt sich auch in Hessen erkennen, daß das Bodenprofil der letzten Warmzeit bereits in einem frühen Stadium abtragenden Vorgängen ausgesetzt war. Im Gegensatz zu K. Brunnacker, der diese Abtragungsphase einer feuchteren Periode des R/W-Interglazials zuordnet, neigen die Verfasser dazu, für diese Unterbrechung der typischen warmzeitlichen Bodenbildung Abspülung und Solifluktion verantwortlich zu machen, die ihre Ursache in einem Klima mit bereits kaltzeitlichem Charakter hatten. Nach Abschluß dieser Vorgänge setzte dann noch einmal eine Periode stärkerer Lessivierung und Pseudovergleyung ein. Ob während der vorausgegangenen Klimaverschlechterung schon Löß angeweht wurde, konnte bisher noch nicht geklärt werden. Dagegen entstand die erste Humuszone sicher zu einer Zeit, als bereits Löß akkumuliert wurde bzw. worden war. Diese Folgerung entspricht den Beobachtungen in der ČSSR und in Niederösterreich.

Die aus diesen Gebieten beschriebenen humosen Abschnitte des Altwürms lassen sich gut mit den Mosbacher Humuszonen parallelisieren. Hierzu ist um so mehr Berechtigung gegeben, als J. Fink (1962, S. 6) bemerkt, daß die mittlere Humuszone in Niederösterreich einen basalen braunen Saum besitzt. Diese Erscheinung konnte in einigen Aufschlüssen des Rhein-Main-Gebietes ebenfalls beobachtet werden. Sie ist auch in Niedersachsen, der ČSSR und in Thüringen bekannt. Wie schon erwähnt wurde, tritt in Nordhessen anstelle einer Humuszone manchmal ein brauner Lehm auf. Dieser ist dem braunen Lehm des „Wα" von I. Lieberoth (1962, S. 189—190) gleichzusetzen.

Der „Kirchberger (Gräselberger) Boden" besitzt in den außerhessischen Lößgebieten, soweit sie den Verfassern bekannt sind, kein sicheres Äquivalent. Es kann höchstens vermutet werden, daß er dem „FWc-Boden" K. Brunnacker's (u. a. 1958, S. 130) entspricht.

Von dem „Lohner (Hahnstätter) Boden" ist dagegen mit Sicherheit anzunehmen, daß er dem „Braunen Verwitterungshorizont K. Brunnacker's (u. a. 1959, S. 140), dem „Stillfried B" bzw. „Paudorf" J. Fink's (u. a. 1961, S. 6—7), der „Gleinaer Bodenbildung"

4) Die Verfasser danken für freundliche Führung den Herren Prof. Dr. K. Brunnacker, Prof. Dr. J. Fink, Dr. H. Freising, Dr. G. Haase, Dr. I. Lieberoth, Dr. V. Ložek, Dr. W. Paas, Dr. D. Rau, Dr. K. P. Unger, Dr. M. Wünsche, Dr. K. Žebera.

I. Lieberoth's (u. a. 1962, S. 190) und dem „PK I" der tschechischen Lößforscher gleichzusetzen ist.

Die in Hessen im Jungwürmlöß auftretenden schwachen Bodenbildungen sind zur Zeit noch nicht mit denen der Nachbargebiete zu parallelisieren. Der Horizont „E_2" des Rhein-Main-Gebietes entspricht dem „Naßboden III" von H. Freising (u. a. 1957, S. 10). Dieser Boden ist z. B. in den Lößaufschlüssen Mühlacker und Böckingen gut ausgebildet und auf Grund seiner Lage zum Kärlicher Tuffband stratigraphisch ohne Schwierigkeiten zu fixieren.

Literatur

Brunnacker, K.: Zur Parallelisierung des Jungpleistozäns. - Geol. Jb. **76**, S. 129-150, Hannover 1958.

Fink, J.: Die Gliederung des Jungpleistozäns in Österreich. - Sonderdruck aus Mitt. geol. Ges. in Wien **54**, Wien 1962.

Frechen, J.: Die basaltischen „Ausbläser" von Kärlich (Neuwieder Becken) und die Verbreitung ihrer Tuffe. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. **4**, S. 301-312, Krefeld 1959.

Freising, H.: Gibt es in Hessen drei Würmlösse? - Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., N. F. **35**, S. 54-66, Stuttgart 1954. - - Neue Altsteinzeitfunde aus Nordwürttemberg und ihr erdgeschichtliches Alter. - Fundber. aus Schwaben, N. F. **14**, S. 7-27, Stuttgart 1957.

Haase, G.: Stand und Probleme der Lößforschung in Europa. - Geogr. Ber. **27**, S. 97-129, Berlin 1963.

Hess, W.: Über die vulkanische Asche im Diluvium des Limburger Beckens. - Ber. Vers. niederrh. geol. Ver., Jg. **1909**, S. 8-9, Bonn 1909.

Klima, B., J. Kukla, V. Ložek u. H. de Vries: Stratigraphie des Pleistozäns und Alter des paläolithischen Rastplatzes in der Ziegelei von Dolní Věstonice (Unter-Wisternitz). - Anthropozoikum **11**, S. 93-146, Praha 1962.

Lieberoth, I: Die jungpleistozänen Lösse Sachsens im Vergleich zu denen anderer Gebiete. - Pet. geogr. Mitt. **106**, S. 188-198, Gotha 1962. - - Lößsedimentation und Bodenbildung während des Pleistozäns in Sachsen. - Geologie **12**, S. 149-187, Berlin 1963.

Michels, F.: Erläuter. z. geol. Karte v. Preußen 1 : 25 000, Blatt Eltville-Heidenfahrt. - Bln. 1931.

Paas, W.: Rezente und fossile Böden auf niederrheinischen Terrassen und deren Deckschichten. - Eiszeitalter und Gegenwart **12**, S. 165-230, Öhringen 1962.

Rohdenburg, H.: Ein Beitrag zur Deutung des „Gefleckten Horizontes". - Eiszeitalter und Gegenwart **15**, 6 S., Öhringen 1964.

Ruske, R. u. M. Wünsche: Lösse und fossile Böden im mittleren Saale- und unteren Unstruttal. - Geologie **10**, S. 9-29, Berlin 1961.

Schönhals, E.: Über verschiedenaltrige Lösse und ihre fossilen Verwitterungsdecken bei Homberg a. d. Efze (Bez. Kassel). - Ber. Reichsamt f. Bodenforsch. Jg. **1944**, S. 111-119, Wien 1945. - - Über einige wichtige Lößprofile und begrabene Böden im Rheingau. - Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch. **6**, S. 244-259, Wiesbaden 1950. - - Über fossile Böden im nicht vereisten Gebiet. - Eiszeitalter und Gegenwart **1**, S. 109-130, Öhringen 1951. - - Der Basalttuff von Kärlich als Leithorizont des Würm-Hochglazials. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. **4**, S. 313-322, Krefeld 1959. - - Klima, äolische Sedimentation und Bodenbildung während der Eiszeit in Hessen. - Z. deutsch. geol. Ges. **111**, S. 251-253, Stuttgart **1959**.

Semmel, A.: Mitteilung über ein Pleistozänprofil bei Hahnstätten (Limburger Becken). - Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch. **91**, S. 359-365, Wiesbaden 1963.

Unger, K. P. u. D. Rau: Gliederung und Altersstellung der Lößablagerungen im Thüringer Becken und dessen Randgebiet. - Quaternary of Central and Eastern Europe, Teil I, S. 227-235, INQUA-Kongreß Warschau 1961.

Woldstedt, P.: Über die Gliederung des Quartärs und Pleistozäns. - Eiszeitalter und Gegenwart **13**, S. 115-124, Öhringen 1962.

Manuskr. eingeg. 4. 7. 1964.

Anschriften der Verf.: Prof. Dr. E. Schönhals, 3 Hannover, Wiesenstr. 1, Bundesanstalt für Bodenforschung. - - Dr. H. Rohdenburg, 63 Gießen, Geograph. Inst. d. Univ., Neues Schloß. - - Dr. A. Semmel, 62 Wiesbaden, Leberberg 9-11, Hess. Landesamt für Bodenforschung.

Eiszeitalter und Gegenwart	Band 15	Seite 207-220	Öhringen/Württ., 1. November 1964

Über glaziäre Stauchungen in den Mellendorfer und Brelinger Bergen nördlich von Hannover

Von Hans Dietrich Lang, Hannover

Mit 4 Abbildungen im Text

Zusammenfassung: Die Mellendorfer und Brelinger Berge sind ein Teil des großen drenthestadialen Stauch-Endmoränenzuges, der sich von den Niederlanden bis in die Gegend nördlich Braunschweig verfolgen läßt. Die z. T. schon sehr lange bekannten Tonvorkommen bei Mellendorf sind vom Eise verfrachtete Schollen oder Schuppen. Das Einfallen schräggestellter Schichten und das Streichen der Tonschuppen sprechen für einen Eisschub aus ENE, aus W bis WNW und aus N. Das Einfallen schräggestellter Sande und Kiese in den Brelinger Bergen dagegen deutet auf eine Bewegungsrichtung des Eises von N nach S.

Mikropaläontologische Untersuchungen haben ergeben, daß in den Tonen der Mellendorfer und Brelinger Berge Foraminiferen der Unterkreide ab Hauterive und auch einzelne der Oberkreide vorkommen. Die nachgewiesenen Schubrichtungen weisen in Gebiete, in denen die entsprechenden alten Schichten der Unterkreide anstehen. Danach haben wir mit Transportwegen von maximal 7—8 km Länge zu rechnen.

Die flachwelligen Mellendorfer Berge sind von einer Geschiebelehmdecke überzogen. Nach der Stauchung ist das Eis über sie hinweg nach S vorgestoßen. Sie sind also in einer Vorstoßphase des Drenthestadiums entstanden. Die Brelinger Berge, die sehr frische Oberflächenformen zeigen und denen eine Geschiebelehmdecke fehlt, sind jünger und erst in einer späten, einer Rückzugsphase, entstanden. Das Inlandeis ist nicht mehr über sie hinweggegangen.

Insgesamt zeichnen sich im Untersuchungsgebiet 3, vielleicht sogar 4 drenthestadiale Eisvorstöße ab.

Abstract: The Mellendorf and Brelingen hills are part of the large chain of contorted endmoraines (Drenthe stadial) which can be followed from the Netherlands to the region north of Braunschweig. The clay occurrences near Mellendorf, parts of them well-known for a long time, are blocks or overthrusts transported there by glacial movements. The dip of the tilted beds and the strike of clay occurrences indicate glacial thrusts from ENE, from W, WNW and from N. The dip of tilted sands and gravels in the Brelingen hills, however, points to a direction of ice motion from N to S.

Micropalaeontological investigations in the clays of the Mellendorf and Brelingen hills have revealed the existence of foraminifera of Lower Cretaceous age, beginning with the Hauterivian, and a few of them also of the Upper Cretaceous. The proved thrust directions point to regions where the respective old beds of the Lower Cretaceous are exposed. Accordingly the length of transport must have been about 7—8 km.

The slightly undulating country around Mellendorf is covered by a sheet of till. After the contortion, the ice advanced over the Mellendorf hills in a southern direction. The Brelingen hills, showing very recent relief and without a covering till, are younger and belong to a later recessional phase; the ice did not override them.

The investigations demonstrate that three, perhaps even four, glacial thrusts of the Drenthe stadial took part in the genesis of this region.

1. Einführung

Seit über 120 Jahren sind in den etwa 20—25 km nördlich Hannover gelegenen Mellendorfer und Brelinger Bergen Vorkommen von Tonen der Unterkreide, besonders des Barrême, bekannt. F. A. Roemer (1841), Credner (1865), G. Müller (1893), v. Koenen (1902), Forche (1949) und Bartenstein (1959) berichteten darüber. Forche (1949) konnte nachweisen, daß es sich bei diesen bisher als autochthon angesehenen Vorkommen um vom Eise verschleppte Schollen handelt, als deren Herkunftsgebiet er den Salzstock von Hope vermutete.

Forche (1949) und Bartenstein (1959) bezeichneten die Barrême-Vorkommen in der Umgebung von Mellendorf als Schollen. In Anlehnung an eine von Viete (1960) vorgeschlagene Definition werden sie hier, abgesehen von den Vorkommen bei Bennemühlen,

als Schuppen bezeichnet, da sie meist in mehrfacher Wiederholung auftreten und über ein größeres Gebiet ein gleichgerichtetes Streichen zeigen (LANG 1963).

Die bisherige Darstellung dieses Gebietes auf geologischen Übersichtskarten (z. B. Geotektonische Karte von Nordwestdeutschland im Maßstab 1 : 100 000, ALDINGER, CLOSS, SCHOTT & WAGER 1946) beruht weitgehend auf einer von BESCHOREN (1933) durchgeführten und nicht veröffentlichten Übersichtskartierung des Blattes 3424 (1815) Mellendorf der top. Karte 1 : 25 000.

Die in der vorliegenden Arbeit angeführten mikropaläontologischen Untersuchungen wurden freundlicherweise von den Herren Dr. HILTERMANN und KOCH von der Bundesanstalt für Bodenforschung in Hannover durchgeführt. Ihnen sei an dieser Stelle nochmals dafür gedankt.

2. Gang der Untersuchungen und Hilfsmittel

Im Rahmen einer geologischen Spezialkartierung des Blattes 3424 Mellendorf der Karte 1 : 25 000 hatte der Autor Gelegenheit, das Gebiet der Mellendorfer und Brelinger Berge eingehend geologisch zu bearbeiten. Besonderes Augenmerk galt dabei den glaziärtektonischen Vorgängen, der Größe und Ausdehnung der Tonvorkommen, ihrer stratigraphischen Stellung, ihrer Transportrichtung und ihrer Herkunft. Das gesamte Untersuchungsgebiet wurde mit einem zum Teil sehr dichten Netz von 2-m-Bohrungen überzogen, wobei eine Vielzahl neuer, bis dahin unbekannter Tonvorkommen nachgewiesen werden konnte, die teils direkt an der Oberfläche anstehen, teils unter geringmächtiger Überdeckung liegen.

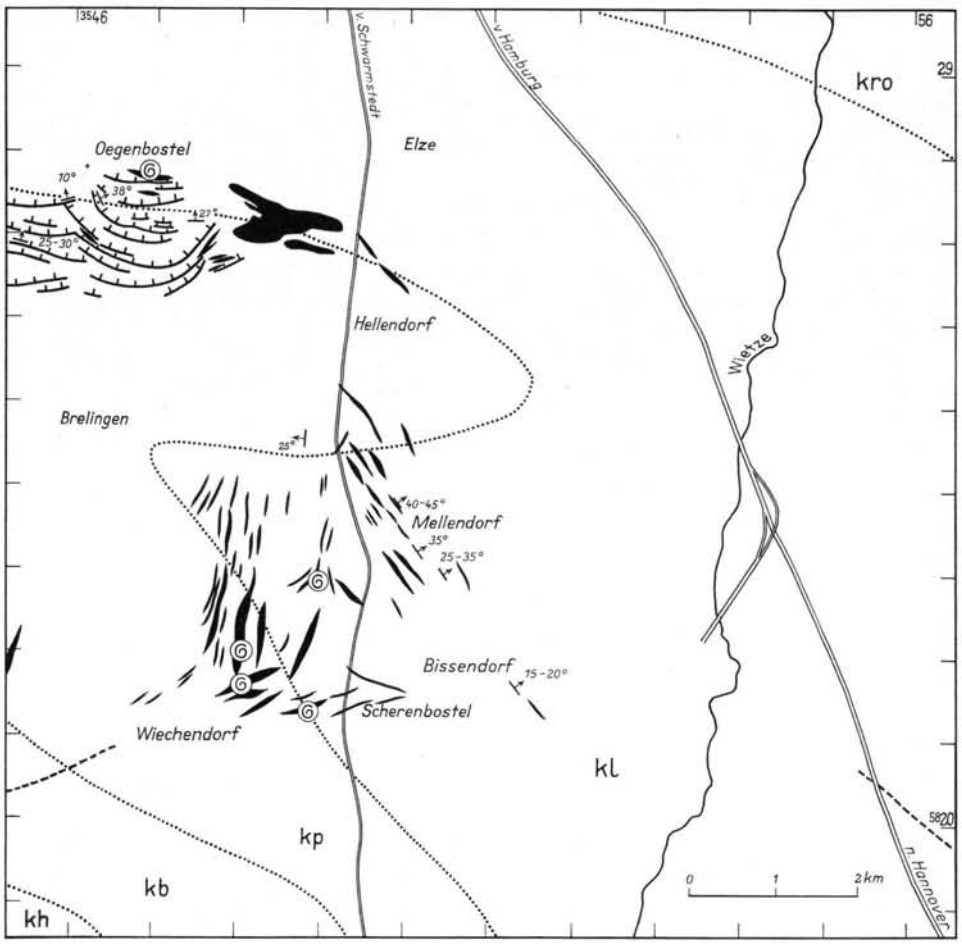
Als wertvolle Hinweise auf Tonvorkommen erwiesen sich neben den im Gelände beobachteten Feuchtigkeits- und Vegetationsverhältnissen alte Karten und Luftbilder.

Die neueste Ausgabe der top. Karte 1 : 25 000, Bl. 3424 Mellendorf, enthält, verglichen mit älteren Ausgaben, z. B. der von 1899, nur noch wenige Hinweise auf Tonvorkommen (BARTENSTEIN 1959). Von den früher in Scherenbostel, Wiechendorf und Mellendorf vorhandenen und in dieser Karte verzeichneten Ziegeleien besteht keine mehr. Da auch der Abbau von Mergeln zu Düngezwecken schon lange der Vergangenheit angehört, sind sämtliche Ton- und Mergelgruben verfallen, teilweise oder ganz zugeschüttet oder stehen voller Wasser. Eine Reihe von ihnen ist in den neueren Ausgaben dieser Karte auch nicht mehr verzeichnet. Auch die vielen kleinen, hie und da im Walde gelegenen und auf keiner Karte verzeichneten Ton- oder Mergelgruben sind weitgehend zugewachsen.

Ausgehend von diesen alten Aufschlüssen war es möglich, eine Reihe von Tonvorkommen über einige hundert Meter zu verfolgen, manche sogar über 1 km weit. Ein sicherer Hinweis auf Tonvorkommen waren Schlaglöcher und sumpfige Stellen auf Waldwegen, Pfützen im Wald, besonders im zeitigen Frühjahr und nach längeren Niederschlagsperioden, und das Auftreten feuchtigkeitsliebender Bäume und Sträucher inmitten des sonst hier vorherrschenden Nadelwaldes. Auch bei einer Überdeckung bis zu 2 m waren die veränderten Feuchtigkeitsverhältnisse, besonders bei den breiteren Tonschuppen, noch gut zu erkennen.

Im frühen Frühjahr bzw. im Spätherbst zeichneten sich auf den kahlen Feldern oft Streifen auffallend dichter Geröllbestreuung ab, die sich im Anschluß an Aufschlüsse meist als Ausstriche schläggestellter Kieslagen erwiesen.

Einigen Aufschluß über das Vorhandensein von Tonen geben uns Luftbilder, besonders dann, wenn sie im späten Herbst oder im zeitigen Frühjahr vor dem Beginn der Vegetationsperiode aufgenommen wurden. Die Gebiete, in denen Wasser über undurchlässigen Tonen gestaut wird, heben sich durch ihre dunklere Farbe von der meist helleren, sandigen Umgebung ab. Am deutlichsten sind diese Helligkeitsunterschiede auf Ackerflächen zu erkennen. Auf Grünland sind sie schon weniger deutlich, und in Waldgebieten werden sie von Bäumen und Sträuchern verdeckt. Wenn eine Tonschuppe eine Mindestbreite unterschreitet, wirkt sie sich auch nicht mehr als „Wasserstauer" aus und ist an der Oberfläche nicht mehr auszumachen.



Ausstriche gestauchter Schuppen
Achsen vermutlich gestauchter Rücken
Schräggestellte Kieslagen in den Brelinger Bergen
alter Fossil-Fundpunkt

Abb. 1. Vom Inlandeis verfrachtete Tonschollen bzw. -schuppen und schräggestellte Sande und Kiese in den Mellendorfer und Brelinger Bergen.

3. Oberflächenform und geologischer Aufbau

3.1. Die Mellendorfer Berge und ihre Umgebung

Als die Mellendorfer Berge bezeichnen wir das hügelige und weitgehend bewaldete Gebiet westlich der Wietze-Niederung (+40 m NN) zwischen den Ortschaften Mellendorf, Brelingen, Wiechendorf und Bissendorf. Sie erreichen im Witrem-Berg eine Höhe von fast 90 m NN, erheben sich also um etwa 50 m über die Wietze-Niederung. Spethmann (1908) und Beerhenke (1946) deuteten sie nach den Oberflächenformen als einen Endmoränenzug.

Abgesehen von den schon erwähnten Tonvorkommen bestehen sie in der Hauptsache aus saalezeitlichen Sanden und Kiesen, die nach den vorliegenden Bohrungen eine Mächtigkeit von 30—50 m erreichen können. Darunter folgen Tone der höheren Unterkreide, die

leicht nach NE einfallen. Inwieweit an ihrem Aufbau noch ältere pleistozäne Schichten beteiligt sind, ist nicht bekannt. Eine Decke von Geschiebelehm oder bzw. und Geschiebedecksand überzieht weite Teile der Mellendorfer Berge und bedingt flachwellige Geländeformen.

Besonders dort, wo Geschiebelehm und Geschiebedecksand fehlen oder nur eine geringe Mächtigkeit haben, sind Vorkommen von dunkelgrauen bis blaugrauen, sehr zähen Tonen bekannt. Vielfach sind sie mit pleistozänen Sanden verunreinigt und bis in Tiefen um 1,5 m entkalkt. Besonders im Gebiet des heutigen Löns-Sees scheinen sie reich an Toneisenstein-Geoden zu sein.

Auf Abb. 1 sind sämtliche bisher bekannten Ausbisse von Tonvorkommen kartenmäßig dargestellt. Dabei überrascht es zu sehen, wie genau sich die glazigenen Schuppen in nur wenige Richtungen einordnen, wie weit diese Richtungen durchhalten und wie sauber hintereinander gestaffelt die Schuppen auftreten. In der Umgebung von Mellendorf und zwischen Mellendorf und Bissendorf herrscht nordwestliches bis nordnordwestliches Streichen vor, im Gebiet von Scherenbostel etwa west-östliches und bei Wiechendorf und im Gebiet des Löns-Sees fast genau nord-südliches.

Über den inneren Aufbau der glazigenen Schuppen ist nur wenig bekannt. Die verfallenen und verwachsenen Aufschlüsse lassen heute keine Einzelheiten mehr erkennen. Credner (1865) schreibt dazu (S. 249, Abschnitt 6): „Eine Beobachtung über sein (des Tones) Einfallen ist am Ausgehenden der jedenfalls sehr flach gelagerten Schichten nicht möglich." Hingegen schreibt Bartenstein (1959, S. 456), daß in der nahe dem Löns-See niedergebrachten Bohrung SB. 89 die zwischen 14 und 25 m Tiefe erbohrten Tone der Unterkreide z. T. senkrecht stehen. Aus den allerdings sehr ungenauen Schilderungen älterer Einwohner geht übereinstimmend hervor, daß die Aufschlüsse meist schmal und tief waren und in den verschiedensten Gruben, auch in tieferen Baugruben, der blaugraue Ton plötzlich mit scharfer Grenze an den Sand stieß und daß die ehemalige große und sehr tiefe Tongrube der Ziegelei auf dem Witrem-Berg, der heutige Löns-See, angeblich in einer Nacht voll Wasser gelaufen sei, ohne daß man das darin befindliche Gerät habe retten können.

In einer Reihe von Sand- und Kiesgruben in der Umgebung von Mellendorf und in Kanalisationsgräben in Mellendorf und Bissendorf waren bzw. sind vom Eise schräggestellte Kiese, Sande und Schluffe aufgeschlossen. Manche dieser Lagen ließen sich, vom Aufschluß ausgehend, an der Oberfläche verfolgen. In der alten Sandgrube auf dem Ort-Berg zwischen Wennebostel und Mellendorf sind sowohl an der N- als auch an der S-Wand schräggestellte Sande und Schluffe aufgeschlossen, die mit 25—35° nach ENE einfallen. In gleicher Richtung fielen Schichten ein, die im Sommer 1963 zeitweilig in einer Baugrube in Bissendorf, an der nach Wennebostel führenden Straße, aufgeschlossen waren. Das Einfallen betrug hier 15—20°. Besonders eindrucksvoll war ein Aufschluß im Gebiet der alten Sandgruben am S-Rande des Ortes Mellendorf, etwa 400 m westlich des Wohlen-Berges (Abb. 2). Im südlichen Teil des ausgedehnten Grubengeländes war im Sommer 1963 die Aufschiebungsfläche eines tonigen Geschiebelehmes auf drenthestadiale Verschüttsande aufgeschlossen, vor der die Sandschichten aufgerichtet und zum Teil schon leicht nach W überkippt waren. Die schaufelförmige Aufschiebungsfläche fiel flach nach ENE ein.

Ein von den bisherigen Richtungen abweichendes Einfallen zeigen Sande und Kiese in der Sandgrube der Firma Franke auf dem Kickens-Berg nordwestlich Mellendorf. Die Schichten fallen mit durchschnittlich 25° nach W ein. Besonders in dieser Grube treten sporadisch zwischen Sand- und Kieslagen Fetzen oder Schuppen von unreinen grauen Tonen oder von Geschiebelehm auf, die den Abbau sehr erschweren. Auch diese Ton- und Lehmfetzen weisen auf ein Einfallen nach W hin und zeigen zudem, wie intensiv das Eis die ursprünglichen Lagerungsverhältnisse gestört hat.

Diese Beobachtungen fügen sich sehr gut in das bisherige Bild ein und weisen auf einen Eisschub aus W, aus N und aus ENE. Nach den Versuchen von Köster (1957a, 1957b,

Abb. 2. Sandgrube am Südrande von Mellendorf (Bl. 3424 Mellendorf). Von ENE (rechts) her auf drenthestadiale Verschüttsande aufgeschobener tonreicher Geschiebelehm. Die Sande im linken Teil des Bildes (WSW) sind aufgerichtet und z. T. schon leicht nach WSW überkippt.

1958) und den bisherigen Beobachtungen (KELLER 1954, VIETE 1960) ist diese Bewegungsrichtung des Eises auch aus der Form und dem Streichen der Tonschuppen zu folgern.

Wie auf Abb. 1 zu erkennen ist, biegen die in der Umgebung des Löns-Sees und im Waldgebiet östlich Brelingen N-S-streichenden Stauchschuppen nördlich Wiechendorf nach SW ab und finden ihre Fortsetzung in einem langgestreckten Rücken, der sich auf Blatt 3424 Otternhagen der top. Karte 1 : 25 000 bis etwa 2 km westlich Resse verfolgen läßt. Im Bereiche des Blattes Mellendorf treten in Verbindung mit diesem Rücken neben saalezeitlichen Ablagerungen dunkel-braungrauer Geschiebelehm bzw. Geschiebemergel, der wahrscheinlich elstereiszeitlichen Alters ist (LANG 1962), weißgraue, sehr saubere Feinsande, graugrüne, schluffige Feinsande und ein glimmerreicher dunkel-graubrauner Schluff auf. Diese Sande und Schluffe treten nach den bisherigen Beobachtungen nur in Verbindung mit dem wahrscheinlich elstereiszeitlichen Geschiebelehm auf.

Dieser leicht nach S ausgebogene Rücken läuft genau parallel zu weiter im S gelegenen, denen von Frielingen-Heitlingen, von Horst-Engelbostel und von Garbsen (Bl. 3523 Stöcken der top. Karte 1 : 25 000). KELLER (1955) deutete diese Rücken als „fluvioglaziale" Bildungen, und zwar als Kames mit Aufpressungserscheinungen. Vor ihm hatte HAMM (1929) den südlichsten dieser Rücken als Os angesprochen. Die Kartierarbeiten während der letzten Jahre auf den Blättern 3523, Stöcken, und 3524, Isernhagen, der Karte 1:25 000 (GRAHLE & GROBA 1961 unveröffentl., LANG 1962) zeigten, daß es sich hier wahrscheinlich um glazigen gestauchte Rücken und nicht um „fluvioglaziale" Bildungen handelt. HÄLBICH (1962) konnte auf Grund gefügekundlicher Untersuchungen im Gebiet nördlich von Hannover nachweisen, daß diese Rücken vor der Stirn eines zeitweilig stagnierenden Gletschers zusammengeschoben wurden. Diese Ergebnisse decken sich mit denen der Kartierung auf Bl. Mellendorf.

Auch nach SE scheinen sich die Stauchschuppen fortzusetzen. In der SE-Ecke des Blattes 3424 Mellendorf der top. Karte 1:25 000, in der Gegend nordwestlich von Großburgwedel, treten neben saalezeitlichen Ablagerungen in verhältnismäßig weiter Verbreitung braungrauer, wahrscheinlich elstereiszeitlicher Geschiebelehm, graugrüner schluffiger Feinsand und dunkelbrauner, glimmerreicher Schluff auf, wie er auch schon im Gebiet des nach SW ziehenden Rückens beobachtet wurde. Diese Ablagerungen scheinen wieder in bestimmten, südöstlich streichenden Streifen angeordnet zu sein. Östlich Großburgwedel treten dann lange, annähernd westöstlich ziehende Rücken auf (GRAHLE & GROBA 1961 unveröffentl.). Die räumliche Verteilung der Feinsande und glimmerreichen Schluffe spricht nach den bisherigen Erfahrungen wieder für Stauchungen. Leider ist dieses sehr ebene Gebiet bar jeglicher Aufschlüsse. Auch morphologische Hinweise auf Schuppenstrukturen sind hier nicht vorhanden, sondern treten erst wieder östlich Großburgwedel auf.

Abgesehen von den Tonvorkommen bei Scherenbostel bilden die glazigenen Stauchschuppen in der weiteren Umgebung von Mellendorf zwei große, nach SE bzw. SW konvexe Bögen, die nördlich Mellendorf zusammenstoßen, sich aber auch etwas zu überschneiden scheinen. Aus dieser bogenförmigen Anordnung und aus dem beobachteten Einfallen von Schluffen, Sanden und Kiesen, an einer Stelle sogar einer Aufschiebungsbahn, lassen sich zwei Gletscher-Loben ableiten. Vor ihrer etwa halbkreisförmigen Stirn wurden bei mehrfachem Oszillieren um eine Mittellage Schichten aus dem Untergrund abgeschert und mit pleistozänen Schluffen, Sanden und Kiesen zusammen verschuppt. Entsprechend der etwa halbkreisförmigen Stirn des Gletschers schwanken auch die Einfallsrichtungen der schräggestellten Schichten wie der Schubbahnen. Wie weit sich die beiden Loben nach W bzw. nach E ausdehnten, wissen wir bis jetzt noch nicht genau. Einen Überblick über den Verlauf der nachgewiesenen und vermuteten Stauchungen im Gebiet nördlich Hannover zeigt die Abb. 3.

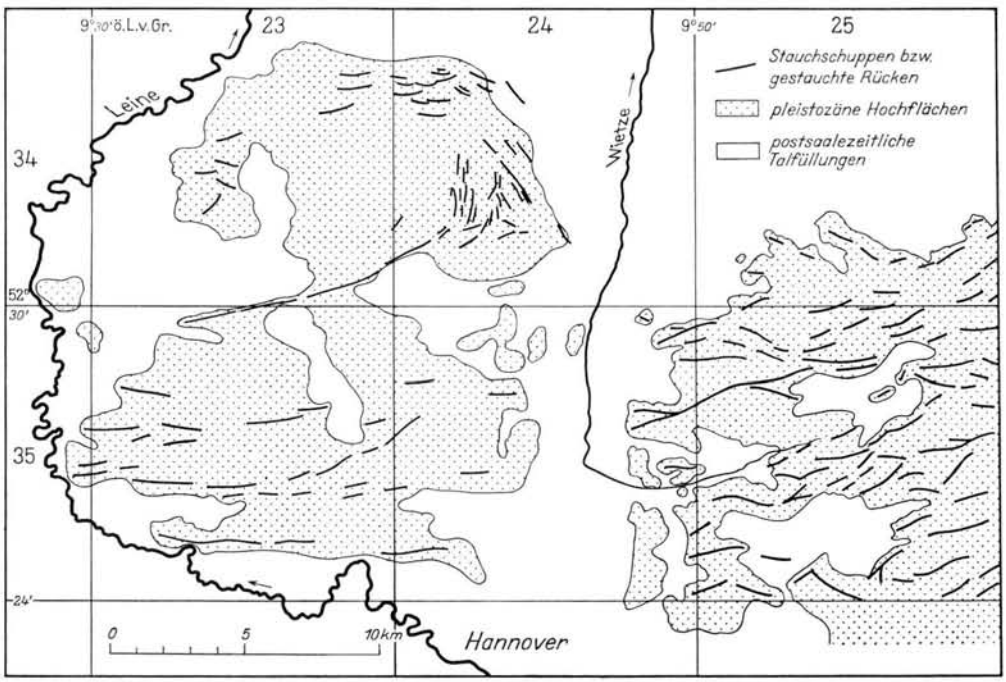


Abb. 3. Glazigene Schuppungen und Stauchungen in der nördlichen Nachbarschaft von Hannover (nach Untersuchungen von H. O. Grahle, E. Groba und H. D. Lang).

Zusammenhänge zwischen der Oberflächenform und dem Schuppenbau sind in den Mellendorfer Bergen zwar vorhanden, aber nur undeutlich ausgebildet. Ihre Form als Ganzes zeigt zwar Übereinstimmung mit den vorherrschenden glaziärtektonischen Richtungen. Die einzelnen Tonvorkommen jedoch heben sich morphologisch nicht heraus. Sie werden von den vorwiegend E-W-verlaufenden Bachtälern vielfach senkrecht geschnitten, und die Rücken zwischen den einzelnen Bachtälern zeigen keinerlei Beziehungen zu den glazialtektonischen Erscheinungen.

3.2. Die Brelinger Berge

Im Gegensatz zu den heute eingeebneten, flachen Oberflächenformen in den Mellendorfer Bergen weisen die Brelinger Berge auffallend lebhafte, frische Formen auf, ein Gegensatz, auf den schon Beerhenke (1947) hinwies. Während in den Mellendorfer Ber-

gen eine beherrschende Vorzugsrichtung nur grob angedeutet ist und eine morphologische Feingliederung fehlt, zeigt bereits die topographische Karte, daß die Brelinger Berge in eine Reihe ost-westlich gestreckter Rücken gegliedert sind. Weit deutlicher noch tritt dieser Befund in Luftbildern hervor, besonders bei stereoskopischer Betrachtung. Es zeigt sich eine erstaunliche Ähnlichkeit mit rezenten Moränenwällen, wie sie z. B. GRIPP (1929) aus Spitzbergen abgebildet hat.

Die Brelinger Berge bestehen aus einer Reihe leicht nach S ausgebogener Rücken, die mehrfach hintereinander gestaffelt sind und sich in westöstlicher Richtung girlandenartig aneinanderreihen. Ihr Nordrand ist auffallend steil. Nach S gehen sie ohne scharfe Grenze in eine Geschiebelehmhochfläche über. Vor dem steilen N-Hang hat sich in jüngerer Zeit ein breiter Schuttfuß gebildet. Besonders zwischen den nördlichsten der bogenförmigen Rücken treten steile, meist asymmetrische Täler, in der Regel Trockentäler (BEERENKE 1947), auf.

Schon G. MÜLLER (1893) beschrieb vom N-Hang der Brelinger Berge bei Oegenbostel ein Vorkommen von grauen Tonen mit Fossilien des Alb; auch BESCHOREN (1933) erwähnte ein Vorkommen. Weitere liegen am E-Ende der Brelinger Berge, z. B. am E-Hang des Klages-Berges, wo neben einer alten Mergelgrube eine kleine Quelle auf Tone hinweist. Sie wurden auch im Handbohrer erfaßt (s. Abb. 1). Verglichen mit den Mellendorfer Bergen spielen die Tonvorkommen in den Brelinger Bergen nur eine geringe Rolle. Ihre Anzahl ist gering und ihre Ausdehnung keinesfalls mit der der schon beschriebenen Vorkommen zu vergleichen.

Unklar ist die Stellung der ausgedehnten Tonvorkommen im Ort Bennemühlen und östlich davon, im Gebiet des Hühnen-Berges. Obwohl sie etwa im Streichen der Brelinger Berge liegen, ist es nach dem morphologischen Bild wenig wahrscheinlich, daß sie dazu gehören. Abgesehen von einer alten, verfallenen Mergelgrube am NW-Rand von Bennemühlen gibt es hier keine nennenswerten Aufschlüsse. Besonders das Vorkommen in Bennemühlen sieht in seiner äußeren Form mehr einer Scholle als einer Schuppe ähnlich. Eine genetische Zuordnung zu den Tonen in den Mellendorfer Bergen erscheint eher vertretbar.

Die Kämme der einzelnen Rücken in den Brelinger Bergen werden stets von Kiesen gebildet, während an den S-Hängen und in den Senken feine Sande anstehen. Genau wie die Täler haben die Rücken asymmetrische Form, einen steilen S-Hang und einen flachen N-Hang.

Die nach diesem morphologischen Bild schon zu erwartenden, nach N einfallenden Schichten sind in verschiedenen Sand- und Kiesgruben in den Brelinger Bergen bzw. an deren N-Hang aufgeschlossen, wie beispielsweise in Sandgrube SCHLÜTER, 500 m südlich Bestenbostel am N-Hang der Brelinger Berge gelegen. Sande, Kiese, an einer Stelle auch ein anscheinend gebankter Geschiebelehm, fallen mit 25—30° fast genau nach N ein.

An der östlichen Abbauwand einer alten, kleinen Kiesgrube in den Brelinger Bergen, etwa 2 km südwestlich Oegenbostel, fallen die Schichten mit 25—30° nach N ein (s. auch Abb. 1). In zwei weiteren kleinen Aufschlüssen wurde ein Einfallen von 10° bzw. 38° nach N oder senkrecht zum Streichen von Kiesrippen gemessen (s. Abb. 1). Die Asymmetrie der Täler (BEERHENKE 1947) ist hier also rein geologisch bedingt.

Nach den bisherigen Untersuchungen tritt in den Brelinger Bergen selbst kein Geschiebelehm in deckenhafter Verbreitung auf. Er setzt, von einigen verschuppten Fetzen abgesehen, erst weiter südlich ein. Im Gegensatz zu den Mellendorfer Bergen sind die Brelinger Berge nach ihrer Aufrichtung nicht mehr vom Inlandeis überfahren worden und haben daher die Frische ihrer Formen, wenn auch durch spätere Vorgänge im periglazialen Klimabereich etwas verwischt, bewahren können.

Die Ergebnisse der geologischen Kartierung decken sich mit den in der Hauptsache auf morphologischen Befunden beruhenden Deutung der Brelinger Berge als Stauchendmoräne (SPETHMANN 1908, BEERHENKE 1947, WOLDSTEDT 1928, 1954). Sie verdanken ihre Entstehung einem Gletscher, der, um eine mittlere Lage oszillierend, mehrfach leicht nach S

vorstieß und vor seiner Stirne Sand, Kies und Geschiebelehm zusammenschob. Anschließend zog er sich, ohne weiter nach S vorgestoßen zu sein, nach N zurück. Im Gegensatz zu den während einer Vorstoßphase entstandenen Mellendorfer Bergen sind die Brelinger Berge die Bildung einer Rückzugsphase (RICHTER, SCHNEIDER & WAGER 1951, WOLDSTEDT 1938, KELLER 1953) und erst in einem sehr späten Abschnitt des Drenthe-Stadiums entstanden.

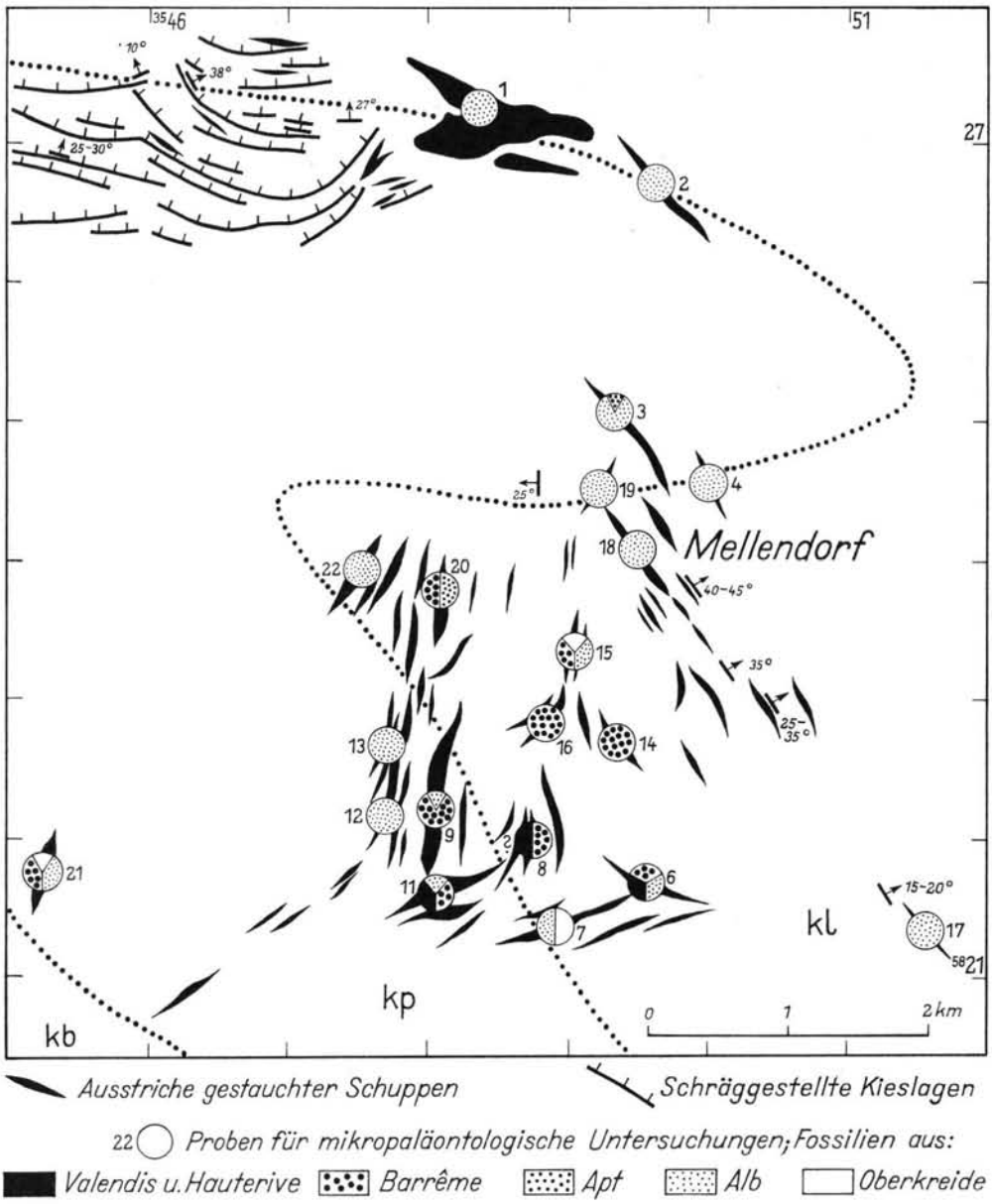


Abb. 4. Die Ergebnisse der mikropaläontologischen Untersuchungen an gestauchten bzw. verschuppten Tonen in den Mellendorfer und Brelinger Bergen.

4. Herkunft der Tonschuppen bzw. -schollen

Im Rahmen der Kartierung wurden 24 Tonproben aus den verschiedenen Vorkommen mikropaläontologisch untersucht. Da Aufschlüsse entweder nicht vorhanden oder nicht mehr zugänglich waren, wurden die Proben mit einer Ausnahme mit einem Handbohrer aus durchschnittlich 1,5 m Tiefe entnommen. Eine pleistozäne Verunreinigung ist dadurch möglich. Die Ergebnisse dieser Untersuchungen sind auf Tab. 1 und Abb. 4 wiedergegeben.

Entsprechend der Genese der Tonvorkommen, — sie sind vom Eise umgelagert — wurden in manchen der Proben Mikrofossilien verschiedener Stufen der Unterkreide nebeneinander nachgewiesen. Daneben traten auch einzelne Formen der Oberkreide auf. Insgesamt fanden sich Mikrofossilien der Unterkreide ab Hauterive, vielleicht auch des Valendis.

Tabelle 1

Ergebnisse der mikropaläontologischen Untersuchung von Tonproben aus der Umgebung von Mellendorf (Bl. 3424 Mellendorf der top. Karte 1 : 25000).
Untersucht von H. Hiltermann und W. Koch.

Lfd. Nr.	Labor-Nr.	Entnahmepunkt und Tiefe	Mikropaläontologischer Befund
1	40 250	A2/40. Alte Mergelgrube 400 m NW Bennemühlen, aus 1,5 m Tiefe. R 35 48 220 H 58 27 320	Pleistozän mit vereinz. Mikrofossilien des mittleren und unteren Alb.
2	40 251	A2/126. Am Südrand des Hühnen-Berges b. Elze, aus 1,5 m Tiefe. R 35 49 490 H 58 26 950	Unter-Alb, mit Pleistozän verunreinigt.
3	40 252	A2/130. Alte Tongrube N des Siemsberges b. Mellendorf, aus 1,5 m Tiefe. R 35 49 330 H 58 25 150	Unter-Alb, mit Pleistozän (und Ober-Apt) verunreinigt.
4	40 253	A2/182. Alte Sandgrube 750 m E des Siemsberges b. Mellendorf, aus 1,5 m Tiefe. R 35 49 950 H 58 24 250	Unter-Alb, mit Pleistozän verunreinigt.
5	40 254	A2/174. Alte Tongrube bei der Schwanenburg in Mellendorf, aus 1,5 m Tiefe. R 35 49 340 H 58 24 340	Unter-Alb, mit Pleistozän verunreinigt.
6	40 255	B2/388. Scherenbostel, 200 m E der Bundesstraße, aus 1,5 m Tiefe. R 35 49 530 H 58 21 740	Mischfauna aus Mikrofossilien des Unter-Alb, Mittel-Barrême, Ober-Hauterive (u. Valendis ?).
7	40 256	B2/28. Alte Ziegelei-Tongrube Scherenbostel, 1,5 m Tiefe unter Grubensohle. R 35 48 760 H 58 21 320	Im Rückstand vereinzelt Mikrofossilien aus Alb und Oberkreide.
8	40 257	Alte Tongrube 750 m E des Löns-Sees, aus 1,5 m Tiefe. R 35 48 720 H 58 22 040	Im Rückstand Mikrofossilien aus dem (mittleren) Barrême (und Hauterive ?); stark durchsetzt mit Gips-Kristallen.
9	40 258	Wasserriß am NW-Ende des Löns-Sees, aus 1,5 m Tiefe. R 35 48 080 H 58 22 270	Unteres Barrême, mit Pleistozän verunreinigt. Außerdem einzelne Foraminiferen des Alb.
10	40 259	NW-Ende des Löns-Sees, etwa aus 2 m Tiefe. R 35 48 020 H 58 22 250	Vereinzelte Foraminiferen deuten auf Barrême oder Unter-Alb. Daneben einige Radiolarien, die dem Ober-Alb entstammen dürften.

Lfd. Nr.	Labor-Nr.	Entnahmepunkt und Tiefe	Mikropaläontologischer Befund
11	40 260	B2/12. Alte Tongrube NE Wiechendorf, aus 1,5 m Tiefe. R 35 48 040 H 58 21 610	Rückstand vorwiegend aus Gipskristallen mit Foraminiferen des Unter-Barrême (u. Hauterive ?) und vereinzelte des Unter-Alb.
12	40 261	B1/9. 400 m NW des Löns-Sees, aus 1,5 m Tiefe. R 35 47 750 H 58 22 450	Mittel-Alb.
13	40 262	B1/23. 500 m NW des Löns-Sees, aus 1,5 m Tiefe. R 35 47 680 H 58 22 650	Mittel-Alb.
14	40 263	NW-Ende der Tongrube am Osthang des Witrem-Berges, aus 1,5 m Tiefe. R 35 49 300 H 58 22 780	(Mittleres) Barrême, mit Pleistozän verunreinigt.
15	40 264	B2/492. 300 m NE des Fernmeldeturmes b. Mellendorf, aus 1,5 m Tiefe. R 35 49 080 H 58 23 410	Oberkreide, A l b und Barrême, mit Pleistozän verunreinigt.
16	40 265	B2/179. SW-Ende der Tongrube auf dem Witrem-Berg, aus 1,5 m Tiefe. R 35 48 810 H 58 22 860	Pleistozän mit sandschaligen Foraminiferen aus dem (mittleren) Barrême.
17	40 266	B3/28. Tonfetzen im Geschiebelehm in einer Baugrube in Bissendorf, 1-1,4 m Tiefe. R 35 51 210 H 58 21 620	Unter-Alb, mit Pleistozän verunreinigt.
18	40 267	A2/175. Kanalisationsgraben in Mellendorf, aus 1,5 m Tiefe. R 35 49 420 H 58 24 440	Unter-Alb, mit Pleistozän verunreinigt.
19	40 268	Sandgrube KÜKER auf dem Siemsberg in Mellendorf. Probe auf der Grubensohle entnommen. R 35 49 240 H 58 24 700	Unter-Alb, mit Pleistozän verunreinigt.
20	40 821	B2/704. Alte Tongrube 2 km W Ortsmitte Mellendorf, aus 1,5 m Tiefe. R 35 48 040 H 58 23 830	Fossilfrei. Petrographie des Rückstandes deutet auf Barrême / Apt.
21	40 822	B1/270. Alte Tongrube 500 m SW Schadehop, aus 1 m Tiefe. R 35 45 230 H 58 21 790	Einzelne Mikrofossilien weisen Ober-Hauterive und zurücktretend Unter-Alb (vermutlich auch Oberkreide) nach.
22	40 823	Alte Tongrube 1,5 km SE Brelingen, aus 1,5 m Tiefe. R 35 47 540 H 58 23 960	Unter-Alb, verunreinigt.
23	41 437	Bohrung in der Sandgrube in Hellendorf-Mühlenfeld (D 23), aus 24—25 m Tiefe (unter Grubensohle). R 35 49 780 H 58 25 130	Ober-Apt, mit Pleistozän (und Unter-Alb-Anteilen ?) verunreinigt.
24	41 465	B4/1. Wietze-Niederung, am Trülldamm, aus 1,5—2 m Tiefe. R 35 55 150 H 58 19 430	Pleistozän. Im Rückstand keine organischen Reste.

Aus dem Großblatt 61 der Geotektonischen Karte von Nordwestdeutschland 1:100 000 (ALDINGER u. a. 1946) sowie aus den Untersuchungen von FORCHE (1949) und BARTENSTEIN (1959) sind die Ausstrichgebiete der einzelnen Stufen der Unterkreide, der Oberkreide und

das Verbreitungsgebiet des Tertiärs im Untersuchungsgebiet und seiner Umgebung bekannt. Die Süd-Grenze der geschlossenen Tertiärverbreitung läuft in einem weiten Bogen nördlich um das Gebiet des Blattes 3424 Mellendorf der Karte 1:25 000 herum, über Burgdorf, Fuhrberg, den Salzstock von Hope und von dort in einem weiten Bogen auf das Steinhuder Meer zu. Diese Grenze ist von Mellendorf in nordöstlicher Richtung etwa 9 km, in nördlicher Richtung etwa 8 km und in nordwestlicher 12—15 km, teilweise noch etwas weiter, entfernt.

Das Ausstrichgebiet der Oberkreide setzt, in nordöstlicher und nördlicher Richtung gemessen, in etwa 7 km Entfernung von Mellendorf ein. In nordwestlicher Richtung steht die Oberkreide erst in etwa 20 km Entfernung an. Das Fehlen von Tertiärschuppen bzw. Schollen in den Mellendorfer und Brelinger Bergen und tertiärer Faunenrelikte in den untersuchten Tonproben spricht dafür, daß das Einzugsgebiet der glaziären Schollen und Schuppen südlich der Verbreitungsgrenze des Tertiärs liegt, daß also ein Ferntransport über mehr als 8—9 km als unwahrscheinlich angesehen werden kann. Die wenigen, nur als Verunreinigung in den untersuchten Tonen gefundenen Mikrofossilien der Oberkreide sprechen zudem dafür, daß das Herkunftsgebiet der Tone in der Umgebung von Mellendorf im wesentlichen auch südlich des Ausstrichgebietes der Oberkreide liegt.

Die Richtung des Transportes ergibt sich aus dem beobachteten Einfallen schräggestellter Schichten und aus der Form und dem Streichen der auskartierten Tonvorkommen. Die Tone aus der Umgebung des Löns-Sees, vom Witrem-Berg und dem Waldgebiet östlich Brelingen, also fast alle westlich der Straße Hannover—Schwarmstedt gelegenen Tonvorkommen, wurden von W bzw. NW herantransportiert. Die Form der Tonvorkommen bei Scherenbostel spricht für einen Transport aus nördlichen Richtungen, die der Tone in der unmittelbaren Umgebung von Mellendorf und Bissendorf für einen Transport aus NE. Die Tone von Bennemühlen und aus den Brelinger Bergen dürften ebenfalls von N gekommen sein. In den genannten Richtungen stehen, oft gar nicht weit entfernt, die entsprechend alten Schichten an. So findet man anstehendes Barrême 4—5 km westlich bis nordwestlich des Löns-Sees im Gebiet südlich von Negenborn (Bl. 3423 Otternhagen), anstehendes Alb in 7—8 km Entfernung von den Vorkommen, aus denen die Proben 12, 13 und 22 stammen (s. Abb. 4). Nördlich und nordöstlich Mellendorf steht das Alb weitflächig unter pleistozänen Ablagerungen an, meist sogar unmittelbar im Liegenden der hier auftretenden Tone.

Etwas unklar ist, wo die Tone von Scherenbostel herstammen (z. B. Probe 7), die lediglich Mikrofossilien des Apts und der Oberkreide lieferten und in denen Credner (1865) Fossilien des Barrêmes fand. Nach den Ergebnissen der Kartierung sollten diese Tone ebenfalls aus nördlicher Richtung gekommen sein.

Auf Schwierigkeiten stößt ferner die Deutung des Befundes der Proben 6 und 14, in denen Fossilien des Apts und Albs, daneben solche des Barrêmes, vielleicht auch des Hauterives, nachgewiesen wurden. Die Ergebnisse von Bohrungen auf dem Gelände der Molkerei in Mellendorf und in einer Sandgrube in Hellendorf-Mühlenfeld, die beide noch Apt antrafen (Nr. 23 der Tab. 1), lassen uns nördlich bzw. norwestlich von Mellendorf eine kleine, sich an die N-Flanke des Neustadt-Engelbosteler Sattels anschließende Aufsattelung in den Schichten der Unterkreide vermuten, in der ältere Schichten als die des Albs unter Quartärbedeckung anstehen. Wie weit diese Aufsattelung nach SE reicht und ob hier auch noch Schichten der älteren Unterkreide anstehen, ist bis jetzt nicht bekannt. Hierher können eventuell Tone der Proben 6 und 14 stammen. Der Transportweg wäre in diesem Falle etwa 3—4 km lang. Anderenfalls kämen als Herkunftsgebiet weiter im NE gelegene Salzstöcke in Frage, an deren Flanken ältere Unterkreide unter Quartär ansteht. Da aber in deren Umgebung weit verbreitet Tertiär auftritt, das nach unserer bisherigen Kenntnis hier fehlt, bleibt auch diese Deutung unbefriedigend.

5. Stratigraphische und regionale Einordnung

Die Mellendorfer und die Brelinger Berge gehören zu einem großen Stauch-Endmoränenzug, der sich von der deutsch-niederländischen Grenze bis in die Gegend nördlich Braunschweig verfolgen läßt. WOLDSTEDT (1928, 1955) prägte dafür den Ausdruck „Rehburger Stadium" bzw. „Rehburger Stauchendmoräne". Nach dem Gliederungsvorschlag von LÜTTIG (1959) ist der Kern dieses Endmoränenzuges während der Rehburger Phase entstanden.

Die Untersuchungen von LÜTTIG (1959) ergaben ferner, daß sich das Drenthe-Stadium hier in 5 Phasen gliedern läßt. Auf die Northeimer und die Gronauer Phase folgt die Rehburger Phase, deren Bildungen dann vom Eis der Hamelner Phase überfahren wurden. Während der jüngsten, der Heisterberg-Phase, drang das Inlandeis nur etwa bis in die Höhe von Nienburg vor.

RICHTER, SCHNEIDER & WAGER (1951) und KELLER (1953) stellten auf Grund ihrer Untersuchungen in der Stauchzone von Uelsen-Itterbeck bzw. im Gebiet von Bersenbrück das sog. „Rehburger Stadium" in das frühe Drenthe-Stadium, da es vom Eis des Haupt-Drenthestadiums überfahren wurde und Sander fehlen.

Wie bereits erwähnt, gibt es auch in den Mellendorfer Bergen Anhaltspunkte für mehrere Eisvorstöße. So kann man annehmen, daß die bei Scherenbostel auftretenden gestauchten Tone, die sich nicht ohne Weiteres in eine der vorherrschenden Richtungen einordnen lassen, etwas älter als die übrigen sind. Besonders interessant waren die Befunde in der Sand- und Kiesgrube der Firma KÜKER auf dem Siemsberg bei Mellendorf, wo im Jahre 1961 auf der Grubensohle unter etwa 10—12 mächtigen Vorschüttsanden gestauchte bzw. gefaltete Schichten aufgeschlossen waren. Geschiebelehm, etwas blaugrauer Ton und kiesige Sande waren intensiv gefaltet. Die Vergenz der Falten ließ auf einen Eisschub von E schließen. Der eingefaltete Geschiebelehm ist nach seiner relativ hellen, graubraunen Farbe, dem Fehlen der im Geschiebelehm der Elster-Eiszeit immer wieder beobachteten Braunkohlenbröckchen und dem Verhältnis der durchscheinenden zu opaken Feuersteinen (Fd/Fu = 1,4 : 1 bzw. 1,7 : 1) als drenthestadial anzusprechen (HÄLBICH 1962, K. RICHTER 1962). Durch die Nordwand des Aufschlusses zieht sich etwa auf halber Höhe eine 0,5—1 m starke gebankte Geschiebelehmlage. Sie selbst und die sie unmittelbar unterlagernden Sande und Kiese sind ebenfalls gestaucht, und 3 flach nach Osten einfallende Verwerfungen setzen, von hier ausgehend, bis zur Oberfläche durch. Die früher die Vorschüttsande überdeckende Grundmoräne dürfte hier erodiert sein. Dieser Aufschluß läßt 2, vielleicht sogar 3 getrennte Eisvorstöße erkennen. Der älteste ist bezeugt durch den Geschiebelehm auf der Sohle der Grube, der nächstjüngere durch die Stauchungen und Faltungen der im Sommer 1961 wenig über der Grubensohle aufgeschlossenen Schichten. Ob der gebankte Geschiebelehm noch einen dazwischen liegenden weiteren Vorstoß repräsentiert, ist allein auf Grund eines Aufschlusses nicht zu entscheiden. Auch die in der Sand- und Kiesgrube auf dem Kickens-Berg nordwestlich Mellendorf in gestauchten Sanden und Kiesen immer wieder auftretenden Geschiebelehmfetzen weisen auf einen älteren Vorstoß hin. Welchem der vor der Rehburger Phase liegenden Vorstöße dieser Geschiebelehm angehört, läßt sich nicht sagen.

Der Vorstoß, der die Brelinger Berge gestaucht hat, dürfte der Heisterberg-Phase (LÜTTIG 1959) entsprechen, deren Stauch-Endmoräne auch hier wieder sehr nahe an die der Rehburger Phase herankommt (LÜTTIG 1959). Es lassen sich also in den Mellendorfer und Brelinger Bergen 3, vielleicht sogar 4 einzelne Phasen unterscheiden, die Heisterberg-Phase, die Rehburger Phase und eine oder zwei weitere, zeitlich davor liegende Phasen oder Staffeln.

Die Zuordnung der Mellendorfer und der Brelinger Berge zu bestimmten Endmoränenzügen hat öfter gewechselt. SPETHMANN (1908) sah in den Brelinger Bergen und dem Siemsberg (zusammen mit dem Kickens-Berg früher als Siemons-Berg bezeichnet) die Fortsetzung

der Schneerener Endmoräne. WOLDSTEDT (1928) faßte anfänglich die Mellendorfer und Brelinger Berge als die östliche Fortsetzung seines Rehburger Stadiums auf, deutete sie später (WOLDSTEDT 1938, 1939) als eine weniger bedeutende Vorstaffel, kehrte dann aber wieder zu seiner ursprünglichen Ansicht zurück (WOLDSTEDT 1958).

6. Schrifttum

ALDINGER, H., CLOSS, H., SCHOTT, W. & WAGER, R.: Geotektonische Karte von Nordwestdeutschland im Maßstab 1 : 100 000, Großblatt 61. Herausgeb. A. BENTZ. - Hannover (Amt Bodenforsch.) 1946.

BARTENSTEIN, H.: Barrême-Scholle von Mellendorf nördlich Hannover, ehemaliger locus typicus von ROEMER 1841, MÜLLER 1893 und KOENEN 1902. - Geol. Jb., **76**, S. 453-468, 5 Abb., Hannover 1959.

BEERHENKE, F.: Beiträge zur Morphologie und Geologie der Brelinger Berge und des Wietze-Tales nördlich Hannover. - 66 S., 12 Taf., 4 Phot., Ungedr. Dissertation, Hannover 1947.

BESCHOREN, B.: Geologische Kartierung des Blattes Mellendorf 3424 (1815). (Berlin 1933.) - Archiv. Nieders. Landesamt Bodenforsch. (Reinblatt u. Bohrkarte.)

CREDNER, H.: Die Verbreitung des Gault in der Umgebung von Hannover. - Z. deutsch. geol. Ges., **17**, S. 232, Berlin 1865.

FORCHE, F.: Der Neustadt-Engelbosteler Sattel. - In: Erdöl und Tektonik in NW-Deutschland, S. 91-95, Hannover-Celle (Amt f. Bodenforsch.) 1949.

GRAHLE, H.-O. & GROBA, E.: Das Pleistozän des Rehburger Stadiums (Saale-Vereisung) in der weiteren Umgebung von Hannover. - Unveröffentl. Vortr. Arbeitsgem. nordwestdeutsch. Geologen, Eutin/Holstein, 24.-27. 5. 1961.

GRIPP, K.: Glaziologische und geologische Ergebnisse der Hamburgischen Spitzbergen-Expedition 1927. - Abh. naturwiss. Verein Hamburg, **22**, H. 3-4, Hamburg 1929.

HÄLBICH, J.: Gefügeanalytischer Beitrag zur Genese der pleistozänen Rücken zwischen Garbsen und Schillerslage nördlich von Hannover. - Geol. Jb., **80**, S. 161-212, 31 Abb., 5 Tab., Hannover 1962.

HAMM, Fr.: Vorläufige Mitteilung über einen als Os gedeuteten Höhenrücken auf dem Nordufer der Leine nordwestlich von Hannover. - Mitt. Provinzialstelle Naturdenkmalpflege, S. 96-100, Hannover 1929.

KELLER, G.: Die Beziehung des Rehburger Stadiums südlich Ankum (Kreis Bersenbrück) zur saaleeiszeitlichen Grundmoräne. - Eiszeitalter und Gegenwart **3**, S. 58-64, Öhringen/Württ. 1953. - - Drucktexturen in eiszeitlichen Sedimenten. - Eiszeitalter und Gegenwart **4/5**, S. 158-171, 9 Abb., Öhringen/Württ. 1954. - - Das Fluvioglazial bei Engelbostel und Frielingen nördlich Hannover. - Geol. Jb. **70**, S. 247-260, 5 Abb., 1 Tab., Hannover 1955.

KOENEN, A. VON: Die Ammonitiden des Norddeutschen Neocom (Valangien, Hauterivien, Barrêmien und Aptien). - Abh. preuß. geol. L.-A., N.F. **24**, 451 S., 55 Taf., Berlin 1902.

KÖSTER, R.: Eine neue experimentaltektonische Methode mit Sand-Paraffin-Gemengen. - N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 1957, S. 289-295, 3 Abb., Stuttgart 1957 (1957 a). - - Experimente zur glazialen Faltung. - N. Jb. Geol. Paläont., 1957, Mh., S. 510-517, 5 Abb., Stuttgart 1957 (1957 b). - - Experimenteller Beitrag zur Mechanik von Stauchungszonen. - Meyniana **6**, S. 60-84, 64 Abb., Kiel 1958.

LANG, H. D.: Geol. Karte Niedersachsen 1 : 25 000, Erl. Bl. Isernhagen Nr. 3524, 130 S., 1 Kt., 5 Faltt., 24 Abb., 6 Tab., Hannover 1962. - - Das Endmoränengebiet der Mellendorfer und Brelinger Berge. - Ber. naturhist. Ges. **107**, S. 21-30, 3 Abb., Hannover 1963.

LÜTTIG, G.: Heisterbergphase und Vollgliederung des Drenthe-Stadiums. - Geol. Jb. **75**, S. 419-430, 6 Abb., 1 Tab., Hannover 1959.

MÜLLER, G.: Über das Vorkommen von *Ancyloceras gigas*-Schichten bei Mellendorf nördlich Hannover. - Jb. preuß. geol. L.-A. **13** (1892), S. 16-22, Berlin 1893.

RICHTER, K.: Geschiebekundliche Gliederung der Elster-Eiszeit in Niedersachsen. - Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg **31**, S. 309-343, 2 Tab., 4 Abb., Hamburg 1962.

RICHTER, W., SCHNEIDER, H. & WAGER, R.: Die saaleeiszeitliche Stauchzone von Itterbeck-Uelsen (Grafschaft Bentheim). - Z. deutsch. geol. Ges. **102**, S. 60-74, Stuttgart 1951.

ROEMER, F. A.: Die Versteinerungen des norddeutschen Kreidegebirges. - Hannover 1841.

SPETHMANN, H.: Glaziale Stillsandslagen im Gebiet der Weser. - Mitt. geograph. Ges. Lübeck (2) **22**, S. 1-17, 1 Abb., Lübeck 1908.

VIETE, G.: Zur Entstehung der glazigenen Lagerungsstörungen unter besonderer Berücksichtigung der Flözdeformationen im mitteldeutschen Raum (mit Beilagemappe). - Freib. Forsch. - H., C **78**, S. 1-257, 9 Bilder, 30 Taf., 18 Beilagen, 5 Tab., Berlin 1960.

WOLDSTEDT, P.: Über einen wichtigen Endmoränenzug in Nordwestdeutschland. - Jber. nieders. geol. Ver. **21**, S. 10-17, 1 Abb., Hannover 1928. - - Über Vorstoß- und Rückzugsfronten des Inlandeises in Norddeutschland. - Geol. Rdsch. **29**, S. 481-490, 2 Abb., Stuttgart 1938. - - Über Endmoränen in der südlichen Lüneburger Heide. - Abh. naturw. Ver. Bremen **31**, H. 2, S. 236-246, 3 Abb., Bremen 1939. - - Das Eiszeitalter, 2. Band, Stuttgart 1958.

Manuskr. eingeg. 11. 3. 1964.

Anschrift des Verf.: Dr. Hans Dietrich Lang, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, 3 Hannover, Wiesenstraße 1.

Eiszeitalter und Gegenwart	Band 15	Seite 221-223	Öhringen/Württ., 1. November 1964

Über eine interessante Froststruktur im episodisch-solifluidal bewegten Boden während der Würmeiszeit

Von J.-H. Henke, Bad Oeynhausen

Mit 1 Abbildung im Text

Zusammenfassung: Im östlichen Teil der Stadt Bielefeld wurde ein Frostkessel festgestellt, der ca. 3 m in rote und grüne Keupermergel hineinreichte, die nur episodisch während der Würmeiszeit bewegt wurden.

Seine Füllmasse bestand neben glazialem Geröll aus gelben Sanden und 4 Schichten brauner Sande mit tonigen Bestandteilen (2,5 cm mächtig), die sich warwenartig in gleichen Abständen in die gelben Sande einschalteten.

Die braunen Schichten unterlagen einer Frosthebung von 5,5 cm in der Mitte, die als Auswirkung der hydratisierenden Teilchen des Mineralbodens während eines Kaltstadials in der Würmeiszeit erklärt wird.

Während die gelben Sande durch Schmelzwässer bei sommerlichem Auftauen in den Spalt eingeschwemmt wurden, sind die tonigen Bestandteile vermutlich als verwitterte Keupermergel nach Austrocknen des Bodens eingeweht.

Da Lößlehm über einer Steinsohle liegt, die keinerlei frostdynamischen Vorgängen mehr unterworfen war, wird angenommen, daß sich der Frostkessel in der zweiten Phase der Würmeiszeit, dem Hochglazial, gebildet hat.

Summary: A frost-kettle is described as situated in the eastern part of the town of Bielefeld and reaching about 3 m into green and red marl, which had been moved episodically during the Würm glaciation.

The frost-kettle was filled with yellow sand and glacial rubble as well as 4 layers of brown sand with small particles of clay (2.5 cm thick), inserted at regular intervals into the yellow sand.

The brown layers showed a frost-upheaval of 5.5 cm in the centre due to hydration in a cold stadium of the last glaciation.

While the yellow sand was washed into the cleft during the summer thawing periods, the clay particles of the brown layers consisting of weathered marl were blown into it after the soil had been dried.

As loess-loam lies above a stone-layer showing no frost-dynamic modifications, the frost-kettle must have been formed during the second phase of the Würm glaciation, i. e. the high-glacial period.

Auf der Nordseite des Teutoburger Waldes wurden im Spätsommer 1963 auf der Kreuzbrede im Osten der Stadt Bielefeld bei Ausschachtungsarbeiten für einen Neubau verschiedene Frostrukturen, wie Eiskeile, Frostkessel und Eislinsen beobachtet.

Die Erscheiungsformen reichten bis zu einer durchschnittlichen Tiefe von 4 m in rote und grüne Keupermergel, die durch solifluidale Bewegungen während der Würmeiszeit vermengt wurden, wie aus einer die Mergel überlagernden Steinsohle und dem Lößlehm geschlossen werden konnte. Die Hangneigung beträgt hier 2°.

Im folgenden soll nun ein Frostkessel näher beschrieben werden, der an der Nordwand der Baugrube aufgeschlossen war. Er war der Länge nach durchschnitten, bog dann aber in 1,25 m Tiefe seitlich in die Keuperwand aus, wo er noch ca. 1 m weiter verfolgt werden konnte. Die Breite des Frostkessels betrug ca. 40 cm; zur Tiefe hin stellte sich eine allmähliche Verschmälerung ein. Interessant war die Zusammensetzung und Struktur der Füllmasse. Im untersten Teil des Frostkessels befanden sich zunächst gelbe Sande mit saaleeiszeitlichen Geröllen, die sich zu über 50% aus blauen Graniten und Hälleflinten zusammensetzten (Durchmesser bis 4 cm). Alle Gerölle waren kantengerundet, was für periglaziales Klima typisch ist. Von 55 cm Tiefe ab (von der Oberfläche aus gemessen), schalteten sich vier 2,5 cm mächtige braune Sandschichten in Abständen von 20 cm warwenartig in die gelben Sande ein. Die braunen Schichten waren ca. 5,5 cm in der Mitte ge-

hoben und wiesen an den oberen Rändern eine leichte Häufung saaleeiszeitlichen Materials auf, das offenbar durch die Hebung seitlich versetzt wurde. Die gelben und die braunen Sande waren zu ca. 90% mittel- bis feinkörnig. Auf die gröberen Sande (>0,5 mm) entfielen nur ca. 5%. Den Rest bildeten bei den gelben Sanden feinste Korngrößen (<0,1 mm), bei den braunen Sanden tonige Bestandteile. Die Analyse ergab, daß beide Sandschichten zu über 90% aus Siliziumdioxyd bestanden. Außerdem wurden Feldspat und Spuren von Eisen nachgewiesen. Beide Sande waren kalkfrei.

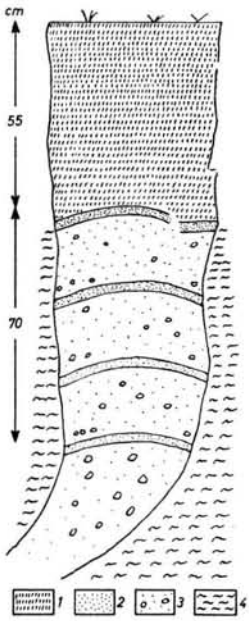


Abb. 1. Querschnitt durch einen Frostkessel in Bielefeld.

1 = Lößlehm; 2 = brauner Sand mit tonigen Bestandteilen; 3 = gelber Sand und glaziales Geröll; 4 = stark verknetete rote und grüne Keupermergel.

Die braunen Sandschichten hatten durch Eisenoxydhydrat eine Verfestigung erfahren, so daß sie zur Zeit der Untersuchung, bis auf die abschließende Schicht, die eine leichte Deformierung an der rechten Seite aufwies, vollkommen intakt waren. Diese Deformierung muß als eine Folge des Gewichtes der auflastenden Lößschichten bei mäßigem Auftauen im Spätglazial verstanden werden. Die Frosthebung dieser Schichten wird im Sinne von E. Schenk (1955, S. 175) als Auswirkung der hydratisierenden Teilchen des Mineralbodens, d. h. der tonigen bzw. kolloidalen Teilchen erklärt. Die Keupermergel dürften genügend Wassermengen für die Eisbildung zur Verfügung gestellt haben. Da der Lößlehm über einer Steinsohle liegt, die keinerlei frostdynamischen Vorgängen mehr unterworfen war, wird sich der Frostkessel in der 2. Phase der Würmeiszeit, dem Hochglazial, gebildet haben (vgl. auch H. Poser, 1951, S. 32 ff.).

Die über dem Frostkessel fehlende Steinsohle beweist, daß der gelbe Sand mit dem nordischen Geröll bei sommerlichem oberflächlichen Auftauen durch Schmelzwässer eingeschlämmt worden ist. Die tonigen Bestandteile der braunen Sandschichten sind vermutlich nach Austrocknen des Bodens in den Spalt eingeweht. Bei dem Ton handelt es sich offenbar um verwitterte Keupermergel. E. Ackermann (1954, S. 130 ff.) berichtet über einen unter ähnlichen Umständen durch Wind umgelagerten Rotsand, den er als Verwitterungsprodukt des Buntsandsteins deutet. Einwehung und Einwaschung müssen in unserem Fall rhythmisch erfolgt sein. Über die Dauer des Vorganges kann jedoch keine verbindliche Aussage gemacht werden.

Aus der Tatsache, daß die Frosthebung im Frostkessel erhalten geblieben ist, wird man schließen müssen, daß sich die solifluidalen Vorgänge nach seiner Bildung nicht mehr

wiederholt haben. Als weitere Anzeichen dafür, daß sich der Boden nicht kontinuierlich, sondern nur gelegentlich-episodisch bewegt hat, möchte ich wie J. BÜDEL (1959, S. 310) die geringe Hangneigung von 2°, die großen Auftautiefen bis zu 4 m, die intensive Vermengung und Verknetung der Mergel im oberen Teil der Gleitzone und die Bildung von Aufpressungen und Scherflächen im tieferen Bereich anführen. Die Entstehung des Frostkessels kann man sich abschließend wie folgt vorstellen: Eiskeilbildung und Erweiterung zum Frostkessel in einem Kaltstadial, Auftauen des Eises und Einschlämmen bzw. Einwehen der Füllmasse während eines Interstadials und Frosthebung in einem erneut einsetzenden Kaltstadial.

Benutzte Literatur:

E. ACKERMANN: Gliederung, Kinematik und paläoklimatische Bedeutung der würmeiszeitlichen Ablagerungen in Göttingen. - Mitt. geol. Staatsinstitut Hamburg **23**, S. 126-141, 1954.

J. BÜDEL: Periodische und episodische Solifluktion im Rahmen der klimatischen Solifluktionstypen. - Erdkunde **13**, S. 297-314, 1959.

H. POSER: Die nördliche Lößgrenze in Mitteleuropa und das spätglaziale Klima. - Eiszeitalter und Gegenwart **1**, S. 27-55, 1951.

E. SCHENK: Die periglazialen Strukturbildungen als Folgen der Hydrationsvorgänge im Boden. - Eiszeitalter und Gegenwart **6**, S. 170-184, 1955.

Manuskr. eingeg. 1. 5. 1964.

Anschrift des Verf.: J.-H. Henke, 497 Bad Oeynhausen, Walderseestraße 14.

Eiszeitalter und Gegenwart	Band 15	Seite 224-228	Öhringen/Württ., 1. November 1964

Grundzüge einer quartären Bodenstratigraphie in Süddeutschland

Von K. Brunnacker, Köln

Mit 1 Tabelle im Text

Zusammenfassung: Für eine pedologische Grundgliederung des Quartärs bietet sich eine Dreiteilung an. Durch die interglazialen Böden zwischen typisch kaltklimatischen Ablagerungen glazigener, fluvioglazialer und vor allem periglazialer Fazies wird das Quartär vom Günz ab bis zum Postglazial stratigraphisch erfaßt. Davor liegt ein Abschnitt, der pedologisch durch Riesenböden und geologisch wie geomorphologisch z. T. durch mächtige Talverschüttungen gekennzeichnet ist. Ein ältester Quartärabschnitt zeichnet sich durch Reliktböden aus. Während noch beim mittleren Abschnitt einige Aussagen über die kühleren Zwischenphasen gemacht werden können, ist es beim ältesten Abschnitt bislang nicht möglich gewesen, die zugehörigen Kaltzeiten (i. e. S.) direkt zu erfassen.

Summary: Quaternary deposits of southern Germany can roughly be divided into 3 units. From Günz to Postglacial time interglacial soil formations occur inbetween deposits of typical low-temperature environment (such as of a morainal, fluvioglacial or most of all periglacial facies). Thus various Quaternary formations can be established.

The Pregünz is characterised by a unit, which appears to be significant because of its particularily deeply weathered soils (= Riesenböden). The same time is marked by geological and geomorphological changes which led for excample to considerable accumulations in former valleys. The oldest soil formation of Quaternary age which could be noticed is marked by relicts of deep soil formation (= Reliktböden).

Faunen- und Florenreste, manchmal auch Zeugnisse menschlicher Betätigung, sind innerhalb quartärer Ablagerungen willkommene Alterskriterien. Leider treten sie nur höchst vereinzelt und oft ohne eindeutige stratigraphische Aussage auf. Sie vermögen aus diesem Grunde insbesondere im nördlichen Alpenvorland auf die Quartärgliederung keinen nachhaltigen Einfluß auszuüben. Im einstigen Vergletscherungsgebiet der Alpen und in dessen Vorland baute die Stratigraphie deshalb von Anfang an auf den Moränen und den zugehörigen Schottern auf. Diese Bildungen, denen kaltklimatische Genese unterstellt wird, bei den Schottern aber durchaus nicht immer erwiesen ist, werden dabei direkt erfaßt. Die dazwischenliegenden Warmzeiten werden, von einigen Ausnahmen abgesehen, nur indirekt einbezogen — insbesondere über zwischengeschaltete Erosionsphasen.

Unter Berücksichtigung der bekannten pedologischen Kriterien kann zumindest in der Theorie auch umgekehrt vorgegangen werden, indem man die durchaus nicht raren interglazialen Böden zur Basis einer Quartärgliederung wählt. Ein derartiges in Süddeutschland entwickeltes bodenstratigraphisches Arbeitsschema soll im folgenden kurz dargestellt werden — kurz deshalb, weil es sich um die Zusammenfassung mehrerer Spezialuntersuchungen handelt und weil die klimatische Bewertung dieser Böden wie die Größenordnung ihrer Zeitdauer an anderer Stelle bereits erörtert wurde (vgl. K. Brunnacker 1964c). Zudem dürften sich im Laufe der Zeit noch Ergänzungen und kleinere Änderungen ergeben (s. Tab. 1).

I. Das jüngere Pleistozän im nördlichen Alpenvorland

Die im nördlichen Alpenvorland in den Interglazialen Günz/Mindel, Mindel/Riß und Riß/Würm vorkommenden Böden sind weitaus überwiegend als Parabraunerden, bei entsprechendem Substrat auch mit Übergängen zur *Terra fusca* entwickelt. Bei der Decklehmfazies des Lösses kommt der Pseudogley hinzu. Außerdem sind die aus Löß entstandenen Parabraunerden mehr oder weniger stark pseudovergleyt. Die Ausbildung dieser Böden

Tabelle 1

Bodenstratigraphische Gliederung des Quartärs in Süddeutschland

	Deckschichten	Talverschüttungen	Verebnungsflächen (z. B. Sandsteinkeupergebiet in Mittelfranken)
Postglazial Würm	Parabraunerde Löß	Deckschichten in entsprechender Ausbildung	
R/W-I. Riß	Parabraunerde Löß und Lößlehm		
M/R-I. Mindel	Parabraunerde Lößlehm u. Decklehm		
G/M-I. Günz	Parabraunerde Lößlehm u. Decklehm		
Zeit der „Riesenböden" und der Talverschüttung (entsprechend Mauer, Mosbach usw.)		Pseudogley Lokalsedimente extremer Pseudogley Talsedimente mächtiger Auenboden Talsedimente Erosionsphase	Anschluß nicht voll gesichert
Zeit der Reliktböden; Donaukaltzeiten darin vorläufig nicht genau einstufbar		Anschluß nicht erfaßt	„Auenboden", Gley mit ausgeprägtem Go- bzw. Gr-Horizont
Pliozän			

ist in diesem Gebiet im Prinzip zu gleichartig, als daß sich Leithorizonte innerhalb der genannten Warmzeiten für ein bestimmtes Interglazial abzuzeichnen vermöchten, zumal die Böden meist erodiert sind und deshalb auch kaum über die primäre Entwicklungstiefe Aufschluß zu geben vermögen.

Die Bodenstratigraphie fußt hier auf zwei Möglichkeiten, einmal auf der Auswertung der periglazialen Deckschichten und der darin eingeschalteten Böden, zum andern auf der Identifikation von Bodenresten, die zwischen Moränen und Schottern liegen.

Im Idealfall ist jede der drei interglazialen Warmzeiten, die einer eiszeitlichen Moränen- und Schotterakkumulation nachfolgen, durch einen entsprechenden Boden und jede Eiszeit durch eine periglaziale Deckschicht vertreten. Bei der Auswertung dieser Deckschichten ist allerdings zu berücksichtigen, daß sich damit nur das Mindestalter der Basisschicht erfassen läßt. Dies gilt vor allem für das Altmoränengebiet, wo wenigstens zeitweise der periglaziale Abtrag dominant war. Es gilt aber auch für weite Schotterfluren, die zwischendurch ohne Löß- und Fließerdeeindeckung geblieben sind. Nur in günstigsten Fällen kommt man deshalb auf diesem Wege über die drittletzte Eiszeit noch etwas zurück.

Im Moränengebiet, wo die glazigenen Bildungen z. T. nicht wie in der Terrassenlandschaft ineinandergeschachtelt sind, sondern übereinandergestapelt liegen, treten manchmal

fossile Bodenreste zwischen den Schottern und Moränen auf. Die Abzählmethode ist hier nicht am Platze; denn es vermögen zusätzliche, nicht ohne weiteres erkennbare Lücken auftreten.

In jedem Falle muß also der hangende Schotter (oder Moräne) eine eigene stratigraphische Sicherung erfahren, sei es geologisch oder geomorphologisch oder über die genannte Deckschichtenanalyse. Aber auch das Liegende des fossilen Bodens muß nicht unbedingt die unmittelbar vorangegangene Eiszeit repräsentieren. Der Boden kann sich auch über mehrere Interglazialzeiten hinweg gebildet haben, wenn eine periglaziale Eindeckung zwischendurch unterblieben ist. Die Anwendung dieser zweiten Methode hat vor allem in Oberschwaben gute Ergebnisse gebracht (H. GRAUL 1962).

II. Die Zeit der großen Talverschüttung in Süddeutschland

Die Riesenböden, die im Zusammenhang mit der großen Talverschüttung in Süddeutschland vorkommen, entsprechen in ihrer typologischen Ausbildung derjenigen, welche für die interglazialen Böden des jüngeren Quartärs kennzeichnend ist — nämlich der *Terra fusca*, dem Pseudogley, den Auenböden und einem braunerdeartigen Boden. Sie weichen jedoch hinsichtlich ihrer Mächtigkeit und ihres Ausprägungsgrades von den jüngeren Interglazialböden so erheblich ab, daß man berechtigt ist, von Riesenböden zu sprechen. Die Ursache dieser extremen Ausbildung kann nicht in einer örtlich sehr gesteigerten Intensität der Bodenbildung, sondern allein in einer entsprechend langen Dauer der Bodenbildungszeit gesucht werden, da diese Böden stratigraphisch einem bestimmten Zeitabschnitt zugeordnet werden müssen (vgl. K. BRUNNACKER 1962, 1964 a u. b, H. GRAUL 1962). Über die Deckschichtenfolge lassen sich zwei derartige Böden bei Regensburg vor die Günzeiszeit einstufen. Das gleiche Ergebnis zeigt sich in Oberschwaben mittels der zweiten genannten Methode (H. GRAUL 1962).

III. Die Reliktflächen

Vor allem im Gebiet des Sandsteinkeupers von Mittelfranken und Ostwürttemberg, aber auch im Bereich der Gipfelflur des Tertiärhügellandes bei Freising und vermutlich auch auf mesozoischen Sandsteinen des Naabschollenlandes treten Reliktböden auf (S. MÜLLER 1958, K. BRUNNACKER 1961, 1962), die ursprünglich von mir als endtertiäre Bildungen angesehen wurden. Die weitergehenden, auch heute noch nicht abgeschlossenen Untersuchungen in Mittelfranken haben aber gezeigt, daß es sich um ältestquartäre Bildungen handeln muß (vgl. K. BRUNNACKER 1964b). Die Schwierigkeit ihrer Datierung besteht darin, daß sie einerseits nur in Flußferne erhalten sind, andererseits aber auf quartäre Terrassensysteme bezogen werden müssen — entsprechenden Problemen steht auch J. FINK (1960/1961) am Ostrand der Alpen gegenüber. In Mittelfranken ist z. B. am ehesten über das Rednitztal eine Verknüpfung mit den Ablagerungen des Maintales möglich. Ein derartiges Vorgehen erfordert aber die Neubearbeitung der Rednitzterrassen. Insgesamt zeichnet sich trotz dieser Schwierigkeiten eine Einstufung der Reliktböden in die Zeit vor der großen Talverschüttung ab (Tab. 1). Diese Reliktböden sind zumeist ähnlich den rezenten Auenböden und dem Gley ausgebildet. Allerdings wird für den erstgenannten Boden eine abweichende, klimabedingte Genese unterstellt (vgl. K. BRUNNACKER 1964 c).

Das Hauptproblem der Bodenstratigraphie besteht somit darin, die Reliktböden einmal mit den Böden des nachfolgenden Quartärs besser als bisher zu verknüpfen und zum andern einen pedologischen Anschluß an das jüngste Pliozän zu finden.

IV. Die Bodenreste des jüngsten Pliozäns

Äußerst spärlich und genetisch problematisch sind bis jetzt die terrestrischen Böden zu Beurteilen, die dem jüngsten Pliozän zugehören. Der aus dem Untermaintal durch

H. Körber (1962) erwähnte Bodenrest verspricht mit am ehesten eine Aussage; er wird derzeit neu bearbeitet. Ob hingegen die von K. D. Duphorn (1961) behandelte Roterde des östlichen Rhönvorlandes eine echte paläoklimatische Aussage, auf die es vorläufig allein ankommt, gestattet, scheint noch ungewiß. Es handelt sich um einen Boden aus Aschetuffit, und dabei ist zu bedenken, daß basaltisches und verwandtes Material eine gewisse Vorzugstendenz zur Bildung roter Böden zu geben scheint.

V. Vergleich mit anderen Gebieten

Für den großräumigen Vergleich einer Bodenstratigraphie des Pleistozäns können die eingangs genannten drei Hauptabschnitte zugrundegelegt werden. Der heutige Kenntnisstand reicht nämlich nur zum Teil aus, hinsichtlich der Einzelheiten zu weiträumigen Detailvorstellungen zu kommen. Am ehesten finden sich Parallelen mit den Ergebnissen von J. Fink (1960) im außer- und randalpinen Bereich Österreichs. Hier treten ebenfalls oberpliozäne Rotlehme aus Basalt auf. Im Burgenland sind als ältestquartäre Bildungen ebenfalls vergleichbare Reliktböden vorhanden. Böden, die sich mit unseren Rinsenböden des mittleren Abschnittes vergleichen lassen, scheinen über der Wienerbergterrasse und eventuell zwischen deren Deckschichten zu liegen (vgl. H. Küpper 1955). Die jüngeren Interglazialböden lassen sich im allgemeinen ebenfalls vergleichen. Eine Sonderstellung nimmt allein die pedologische Ausprägung der Göttweiger Bodenbildung des Riß/Würm-Interglazials in Niederösterreich und im angrenzenden Mähren ein. Doch läßt sich dies mit paläoklimatischen Erwägungen durchaus erklären (vgl. K. Brunnacker 1964).

Eine andere Bodenstratigraphie, die auf den sog. *Terrae calcis* aus Kalkgestein fußt. wurde in den letzten Jahren in den Karpathen durch L. Smolíková & V. Ložek (1962) begründet. Danach findet sich im Oberpliozän eine allitische *Terra rossa,* hingegen eine siallitische *Terra rossa* im ältesten Quartär, danach eine tiefgründige *Terra fusca* und schließlich in den jüngeren Interglazialen eine geringmächtige *Terra fusca.* Zumindest im Prinzip ist also auch hier eine entsprechende Aufgliederung möglich. Ein direkter Vergleich mit unserem Gebiet scheitert daran, daß hier die *Terra rossa*-Bildung im wesentlichen schon im Obermiozän zu Ende gegangen ist (vgl. F. Birzer 1939, K. Brunnacker 1959). Außerdem liegt für das Quartär, wo noch in den älteren Abschnitten eine echte *Terra fusca* aus Kalkstein entstehen konnte (bis in den mittleren Abschnitt hinein), verhältnismäßig wenig Beobachtungsmaterial vor. Gemäß den Ausführungen von M. Kretzoi (1961) scheint aber andererseits nach Südosteuropa hin die Bildungstendenz der *Terra rossa* noch etwas weiter in das Quartär hinein anzuhalten. In Südwesteuropa konnte H. Alimen (1954) über die Intensität der Bodenfarben ähnliche Feststellungen machen, die darauf hinauslaufen, daß mit Annäherung an die Gegenwart die Verwitterungsintensität zunehmend abgeschwächt wurde.

Wenngleich die Bodenstratigraphie des Quartärs noch in den Anfängen steht, so vermag sie doch heute schon manche Gesetzmäßigkeit aufzuzeigen. Um aber echte Fortschritte bringen zu können, muß eine solche Bodenstratigraphie auch die Ergebnisse der bisherigen über andere Methoden gewonnenen Erkenntnisse einbeziehen. Das mindeste, was sich bei einem solchen Vorgehen zeigt, sind eventuell vorhandene Lücken in der stratigraphischen Interpretation.

Literaturverzeichnis

Alimen, H.: Colorimétrie de sédiments quaternaires et paleoclimats - Premier resultats. - Bull. Soc. geol. France **6**, 1954.

Birzer, F.: Verwitterung und Landschaftsentwicklung in der südlichen Frankenalb. - Z. deutsch. geol. Ges. **91**, S. 1-57, Berlin 1939.

Brunnacker, K.: Jungtertiäre Böden in Nordbayern. - Geol. Bl. NO-Bayern 9, S. 55-63, Erlangen 1959. - - Reliktböden im östlichen Mittelfranken. - Geol. Bl. NO-Bayern 12, S. 183-190, Erlangen 1962 [1962a]. - - Pleistozäne Böden im nördlichen Oberschwaben. - In Graul, H.: Eine Revision der pleistozänen Stratigraphie des schwäbischen Alpenvorlandes (S. 255-259). - Peterm. geogr. Mitt., S. 253-271, Gotha 1962 [1962b]. - - Böden des älteren Pleistozäns bei Regensburg. - Geologica Bavarica 53, S. 148-160, München 1964 [1964a]. - - Über Ablauf und Altersstellung altquartärer Verschüttungen im Maintal und nächst dem Donautal bei Regensburg. - Eiszeitalter und Gegenwart 15, Öhringen 1964 [1964b]. - - Schätzungen über die Dauer des Quartärs, insbesondere auf der Grundlage seiner Paläoböden. - Geol. Rdsch. 1964 (im Druck) [1964c].

Duphorn, K. D.: Sedimentologische Untersuchung der plio-pleistozänen Grenzschichten im östlichen Vorland der Hohen Rhön. - Diss. Univ. Würzburg 1961.

Fink, J.: Leitlinien einer österreichischen Quartärstratigraphie. - Mitt. geol. Ges. Wien 53, S. 249-266, Wien 1960. - - Die Südostabdachung der Alpen - Exkursionen durch Österreich -. Mitt. österr. bodenkundl. Ges. 6, S. 123-183, Wien 1961.

Graul, H.: Eine Revision der pleistozänen Stratigraphie des schwäbischen Alpenvorlandes. - Peterm. geogr. Mitt., S. 253-271, Gotha 1962.

Körber, H.: Die Entwicklung des Maintals. - Würzburger geograph. Arb. 10, Würzburg 1962.

Kretzoi, M.: Stratigraphie und Chronologie - Stand der Ungarischen Quartärforschung. - Inst. Geolog. Prace 34, S. 313-330, Warszawa 1961.

Küpper, H.: Ausblick auf das Pleistozän des Raumes von Wien - Beiträge zur Pleistozänforschung in Österreich. - Verh. geol. Bundesanst., Sonderh. D, S. 136-152, Wien 1955.

Müller, S.: Feuersteinlehme und Streuschuttdecken in Ostwürttemberg. - Jh. geol. L.-A. Baden-Württemberg 3, S. 241-262, Freiburg i. Br. 1958.

Smolíková, L. & Ložek, V.: Zur Altersfrage der mitteleuropäischen *Terrae calcis*. - Eiszeitalter und Gegenwart 13, S. 157-177, Öhringen 1962.

Manuskr. eingeg. 1. 12. 1964

Anschrift des Verf.: Prof. Dr. K. Brunnacker, Geolog. Institut der Univ., 5 Köln, Zülpicherstr. 49.

Eiszeitalter und Gegenwart	Band 15	Seite 229-235	Öhringen/Württ., 1. November 1964

B. Tagungen

Die Subkommission für Lößstratigraphie der Internationalen Quartärvereinigung

Von J. Fink, Wien

Gerne komme ich dem Vorschlag nach, hier über Tätigkeit und Ziele unserer Kommission zu berichten. Der Bericht beschränkt sich vorwiegend auf die unseren Kommissionsmitgliedern zugesandten Rundschreiben, in denen die bisherigen gemeinsamen Exkursionen referiert wurden, stellt somit keine wissenschaftliche Publikation mit Abbildungen, Zitaten und Literaturverzeichnis dar. Derartige Darstellungen sind den einzelnen in ihren Räumen tätigen Kommissionsmitgliedern vorbehalten bzw. einem gemeinsamen Bericht für die Verhandlungen des nächsten INQUA-Kongresses.

Die Gründung der Subkommission erfolgte auf dem letzten INQUA-Kongreß Anfang September 1961 in Warschau. Den eigentlichen Anlaß gab der glückliche Gedanke der polnischen Kollegen, vor dem Kongreß in Form eines Symposions alle an den Fragen des Lösses interessierten Forscher zusammenzubringen. Die Teilnahme von nahezu 60 ausländischen Gästen zeigte das große Interesse dieser Veranstaltung, die von Herrn Prof. Malicki zusammen mit anderen polnischen Kollegen mustergültig in Lublin vorbereitet und abgewickelt wurde. In den Referaten zum Symposium war innerhalb der mit regionalen lößstratigraphischen Fragen befaßten Forschern eine gute Abstimmung zu erkennen: K. Brunnacker behandelte den bayerisch-fränkischen, R. Ruske den thüringischen, I. Lieberoth den sächsischen Raum, von der Tschechoslowakei wurde eine Zusammenfassung von V. Ložek gegeben, eine ebensolche aus Österreich von J. Fink, aus Jugoslawien berichtete J. Marković-Marjanović und schließlich aus dem südrussischen Raum I. Iwanowa und A. I. Moskwitin. Neben den Referaten erfolgten Exkursionen in den Raum der Lubliner Platte, die einen guten Einblick in die nahe der nördlichen Verbreitungsgrenze auftretenden Lösse und deren fossile Böden ermöglichten. Dabei trat das Gemeinsame in der Methode, Arbeitsrichtung und Auffassung der obengenannten Forscher deutlich in Erscheinung, so daß es eigentlich selbstverständlich war, daß der Wunsch nach einem dauernden Kontakt und damit der Schaffung einer eigenen Kommission geäußert wurde. Bewußt wurde die Bezeichnung Lößstratigraphie gewählt, weil damit das aktuelle Problem gekennzeichnet werden sollte, was aber die Behandlung anderer wichtiger Fragen nicht ausschließt. Die Genese des Lösses ebenso wie Fragen der Nomenklatur der äolischen Sedimente sind Gegenstand unserer Kommissionsarbeit. So ist beispielsweise bei unserer Zusammenkunft 1963 in der ČSSR — ausgelöst durch Studien unseres Kommissionsmitgliedes M. Pécsi im ungarischen Raum — die Frage der deluvialen Komponente im Löß eingehend besprochen worden. Auch im übrigen europäischen Raum sind „Gehängelösse" weit verbreitet, und „echte" Lösse weisen bei näherer Betrachtung oft eine leichte Schichtung auf, die zeigt, daß schwächere oder stärkere Solifluktionsvorgänge während der Akkumulation des Staubes vorhanden waren; trotz dieser solifluidalen Umlagerung ist jedoch an der äolischen Natur des Lösses nicht zu zweifeln. Besonderes Interesse widmet die Kommission der Frage der faziellen Differenzierung der Lösse (und der übrigen äolischen Sedimente), weil damit die typologische Differenzierung der fossilen Böden eng verbunden ist. Schon seit längerer Zeit sind von K. Brunnacker aus dem bayerisch-fränkischen Raum „Faziesräume" und von J. Fink aus dem österreichischen Raum „paläopedologische Provinzen" bekannt gemacht worden. Erst nach Kenntnis der paläoklimatischen Verhältnisse können fossile Böden verschiedener Typologie miteinander verglichen und korreliert werden. Es zeigte sich in allen neueren Arbeiten, daß markant ausgeprägte Paläoklimatprovinzen bestanden und deren Grenzen oft mit heutigen Klimaräumen zusammenfallen.

Aus den auf dem Kongreß in Warschau anwesenden Lößforschern, die vorwiegend regionalstratigraphische Fragen bearbeiten, bildete sich der Kern der bei der Abschlußversammlung des INQUA-Kongresses offiziell gegründeten Subkommission. Es wurde beschlossen, in jedem Jahr zumindest einmal zu einer größeren Exkursion zusammenzukommen, um die Profile anderer Länder mit den eigenen vergleichen zu können und nach Möglichkeit bis zum nächsten INQUA-Kongreß eine, wenn auch nur vorläufige, Stratigraphie der europäischen Lösse zu erstellen. Von den bereits sehr gut durchforschten ostmitteleuropäischen Landschaftsräumen sollte ausgegangen werden und schließlich die Korrelation mit den östlichen, bzw. westlichen Räumen versucht werden. Es war daher naheliegend, die erste Zusammenkunft nach Niederösterreich zu verlegen, da hier einige namensgebende Lokalitäten (Krems, Göttweig, Paudorf, Stillfried) relativ nahe beisammen liegen. Bei der räumlichen Schwerpunktbildung im östlichen Mitteleuropa war auch die Tatsache berücksichtigt worden, daß unsere Kommissionsmitglieder aus den östlichen Ländern leicht an den Bereisungen ihrer Nachbarstaaten teilnehmen können. Wie sehr dieser Gesichtspunkt bei einer internationalen Zusammenarbeit berücksichtigt werden muß, zeigte sich bei unserer ersten Veranstaltung in Österreich, zu der infolge verspätet erfolgter Einladung nur wenige Kommissionsmitglieder er-

scheinen konnten. Über Verlauf und Ergebnis dieser Zusammenkunft unterrichtet unser Rundschreiben Nr. 2 vom 18. 7. 1962, aus welchem rein organisatorische Mitteilungen weggelassen sind:

Es wurde die Typuslokalität der Göttweiger Verlehmungszone im Hohlweg westlich Furth, nördl. Stift Göttweig (kurz „klassischer Hohlweg" genannt) und seine Fortsetzung in den Hohlweg nördlich Aigen besucht, dann Paudorf als Typuslokalität für die Paudorfer Bodenbildung, ferner die Schießstätte und der nahegelegene Hundsteig in Krems, wo unter der Göttweiger Verlehmungszone der Kremser Bodenbildungskomplex aufgeschlossen ist, auch Senftenberg mit seinem reichgegliederten Lößprofil und schließlich im Zuge einer Exkursion mit der Urgeschichtlichen Arbeitsgemeinschaft Willendorf.

Die gleichen Aufschlüsse sind im Laufe dieses Frühjahrs anläßlich einer weit ausgreifenden Bereisung den Herren Doz. Dr. Burkhart FRENZEL (München), Dr. Horst REMY (Bonn) und Prof. Dr. Paul WOLDSTEDT (Bonn) gezeigt worden. Bei dieser Exkursion entnahm Dr. B. FRENZEL wieder Proben für Pollenuntersuchungen, um damit seine schon im vergangenen Jahr begonnenen Untersuchungen fortzusetzen, die in Stillfried an der March und an dem heute bereits vollkommen eingeebneten Profil Oberfellabrunn begonnen wurden.

Der Kremser Raum liegt in der paläopedologischen Provinz des von mir „Übergangsgebiet" genannten Bereiches zwischen der „Trockenen Lößlandschaft" im E Österreichs und der im S und W anschließenden „Feuchten Lößlandschaft" des Alpenvorlandes, in der die besten Möglichkeiten für eine Korrelation der Paläoböden mit den Terrassen besteht. Die allgemeinen Verhältnisse sind bereits hinreichend beschrieben worden, es darf auf meine Arbeiten in Eiszeitalter und Gegenwart 1956, Mitteilungen d. Geolog. Ges. 1960 u. 1961, Mitteilungen d. Bodenkundl. Ges. 6, 1961, hingewiesen werden. Die Publikation über den Kremser Raum ist bereits textlich abgeschlossen, mit der Veröffentlichung wird jedoch zugewartet, bis endgültige C^{14}-Daten über einige wichtige Proben vorliegen. Infolge des Todes von Prof. DE VRIES sind die Proben liegen geblieben, bzw. unfertig, so daß teilweise neue Proben an Dr. VOGEL gesandt werden mußten. Die Veröffentlichung hierüber wird wieder in Archaeologia Austriaca erfolgen, in der bereits zwei Arbeiten unter dem Titel „Studien zur absoluten und relativen Chronologie der fossilen Böden in Österreich" erschienen sind, und zwar über den Aufschluß Oberfellabrunn in Heft 25/1959 und über Wetzleinsdorf und Stillfried in Heft 31/1962.

Die wesentlichen Ergebnisse der verschiedenen gemeinsamen Besichtigungen sind folgende: Im klassischen Hohlweg und seiner Fortsetzung nach Aigen konnte demonstriert werden, daß die Göttweiger Verlehmungszone (GöVz) in ihrem östlichen Abschnitt unmittelbar auf Terrassenschotter aufliegt. Die Schotter stammen von der Fladnitz, einem kleinen Seitenbach der Donau, der aus dem Granulitgebiet um Göttweig kommt, und zeigen ein typisch lokales Spektrum. Höhenlage, Terrassensockel, Vergleiche mit den übrigen Terrassen usw. weisen diesen Schotterkörper als rißeiszeitlich aus (Hochterrasse). Die GöVz ist der B-Horizont eines Waldbodens, dessen Färbung etwas intensiver ist als die der heutigen Böden. Typologisch entspricht der Unterboden mehr einer Braunerde als einer Parabraunerde, da deutliche coatings fehlen. Charakteristisch sind Kalkkonkretionen im untersten Teil des B-Horizontes (= Bieloglaska), die teilweise direkt mit dem sehr kräftigen Ca-Illuvial-Horizont zusammenhängen. Sowohl GöVz als auch Basisboden des Stillfrieder Komplexes weisen die gleichen, oben geschilderten typologischen Merkmale auf. Vom Basisboden des Stillfrieder Komplexes (aus dem Profil Oberfellabrunn) lagen erste informative Untersuchungen von Dr. FRENZEL vor, die während der Exkursion mitgeteilt wurden (vgl. spätere Rundschreiben). So wurde auch von palynologischer Seite das interglaziale Alter der GöVz bestätigt.

Kolluviale Umlagerungen haben die Oberkante der GöVz erfaßt (Granulitsteine in Paudorf, Verdickung in Senftenberg), so daß über dem autochthonen Boden noch einmal eine zumindest als parautochthon anzusprechende Bodenbildung gleicher Intensität folgt. Die unmittelbare Übereinanderlagerung ist in zwei Aufschlüssen (Wielandsthal und Thallern) abgelöst durch eine trennende Lößlage. Geologisch gesehen stellt diese Verdoppelung kein wesentliches Problem dar, in den allermeisten Fällen liegt die GöVz so wie im locus typicus in normaler einfacher Ausbildung vor und repräsentiert den R/W-interglazialen Boden.

Weit problematischer ist die Stellung der Paudorfer Bodenbildung. Typologisch handelt es sich um einen braun und schwarz gefleckten Boden, der an Ober- und Unterkante eine einheitliche Humusfarbe aufweist. Der ganze Boden einschließlich des deutlich hervortretenden basalen Ca-Illuvial Horizontes ist stärkst krümelig strukturiert. Dr. STEFANOVITS, dem zu einem früheren Zeitpunkt die Profile gezeigt wurden, teilte ähnliche Beobachtungen aus heutigen Böden südöstlich des Platten-Sees mit: Bei Braunerden, die lange Zeit unter Ackerkultur stehen, beobachtete er eine Regradation zum Tschernosem, die sich in starker biologischer Aktivität (Regenwurmtätigkeit) und Humusanreicherung sowohl von oben als auch von unten her kenntlich macht und zu einer Aufzehrung des B-Horizontes führen kann. Diese interessante Mitteilung wird die Diskussion über die gefleckten Böden, die in letzter Zeit besonders in Böhmen und Mähren studiert wurden, sicherlich neu beleben.

Neben der Genese der Paudorfer Bodenbildung ist noch die genaue stratigraphische Stellung problematisch. Feldgeologisch einwandfrei ist lediglich, daß sie stets von der GöVz durch ein mächtiges Lößpaket getrennt ist und daß im Hangenden nur mehr ein sehr dünnes Lößpaket von durchschnittlich 1-1,5 m folgt. Ebenso ist sicher, daß die Paudorfer Bodenbildung n u r im Übergangsgebiet vorkommt, während in der Trockenen Lößlandschaft in ihrer Position Stillfried B und in der Feuchten Lößlandschaft die „Gleyfleckenzone" zu finden sind.

Die Gleyfleckenzone, die dem „Naßboden" in den meisten Fällen entspricht, liegt stets an der Grenze vom feucht-akkumulierten plattigen Löß zum trockenen, meist noch kalkigen Löß. Dr. STEFANOVITS schloß daher mit Recht, daß es sich nicht um einen echten Boden, sondern um Gleyerscheinungen an der Oberkante eines dicht gelagerten Materials handelt, die durch sekundäre Vorgänge in Verbindung mit der Entstehung des heutigen Bodens gebildet wurden. Für diese Auffassung spricht, daß die Gleyflecken in einigen niederösterreichischen Lößprofilen oft mit Kalk angereichert sind, während der hangende Löß weitgehend entkalkt ist. Unabhängig von dieser genetischen Deutung der Gleyfleckenzone bleibt aber die stratigraphische Position bestehen, da sie immer zwischen feucht und trocken akkummuliertem Material auftritt. Es wurde daher folgende Korrelation aufgestellt:

	Feuchte Lößlandschaft	Übergangsgebiet	Trockene Lößlandschaft
Rezenter Boden	Parabraunerde	Braunerde u. Tschernosem	Tschernosem
	echter Löß	echter Löß	echter Löß
	Gleyfleckenzone	Paudorfer Bodenbildung	Stillfried B
	plattiger Löß Fließerde	echter Löß	echter Löß Humuszonen mit Lößzwischenlagen
R / W	B-Horizont einer Parabraunerde	Göttweiger Vz.	B-Horizont einer Braunerde

Von der Paudorfer Bodenbildung liegen erst vorläufige Messungen vor, die ca. 32-33 000 v. h. ergeben haben. Die Holzkohle an der Oberkante von Stillfried B hingegen (publiziert in Arch. Austr. 25/1959) ergab rund 28 000 Jahre. In diesem Zusammenhang bekommen mehrere Profile am Abfall der Fruska Gora gegen die Donau besondere Bedeutung, die ich unter der Führung von Prof. JANEKOVIĆ studieren konnte. In den Profilen ist alternierend die Paudorfer Bodenbildung und Stillfried B in typologisch klarer Ausprägung anzutreffen. Ein Profil, in welchem beide Paläoböden zusammen vorkommen, ist allerdings noch nicht gefunden worden, könnte aber bei der genauen Durchforschung des Raumes auftauchen und würde dann für die Lösung der oben aufgeworfenen Frage ausschlaggebende Bedeutung erlangen.

Besonderes Interesse fanden bei den Exkursionen die unterhalb der GöVz auftretenden fossilen Böden. In der Schießstätte/Krems und auch an anderen Orten liegt unter der GöVz ein Bodenkomplex, dessen markantestes Glied ein typologisch gut erkennbarer Rotlehm ist. Dieser Rotlehm ist von auffallenden Spalten (eher Trockenrissen als Frostspalten) durchzogen, die mit Kalk ausgegossen sind. In der Feuchten Lößlandschaft ist ein echter Rotlehm erst auf der Oberkante des mindeleiszeitlichen Jüngeren Deckenschotters vorhanden, welcher der Ferrettisierung im Großen Interglazial entspricht. Ich habe deshalb den Kremser Komplex dem Großen Interglazial (M/R) zugeordnet. Mit Recht wurde von mehreren Teilnehmern davor gewarnt, so stark zu schematisieren — wozu allerdings das österreichische Alpenvorland berechtigen würde — weil oftmals in anderen europäischen Profilen zwischen der GöVz und der „Kremser" noch eine autochthone Bodenbildung eingeschaltet ist. Es wird daher eine wichtige Aufgabe unserer Zusammenarbeit sein, nachdem nunmehr das R/W durch die GöVz klar fixiert ist, die älteren Paläoböden zu untersuchen und einzuordnen, was allerdings infolge der Unsicherheit in der bestehenden Stratigraphie sehr schwer sein wird.

Hinsichtlich der Nomenklatur bestehen gewisse Schwierigkeiten, da einzelne Forscher den Begriff GöVz falsch verwendeten und sie als WI/II im Sinne SOERGEL's auffaßten. Die Exkursionen haben gezeigt, daß diese Möglichkeit nicht besteht. Es wäre unrichtig, deshalb den Begriff „Göttweig" zu eliminieren, denn er ist nunmehr sowohl typologisch als auch stratigraphisch klar definiert. Die stratigraphische Einordnung entspricht der von G. GÖTZINGER 1936. Wie die obengenannte Exkursion mit P. WOLDSTEDT gezeigt hat, läßt sich auch mit seiner stratigraphischen Konzeption eine gute Übereinstimmung erzielen, sofern das „Altwürm" als die Zeit aufgefaßt wird, in der in der Trockenen Lößlandschaft die Humuszonen gebildet wurden und das „Mittelwürm" dem folgenden Zeitabschnitt bis Paudorf entspricht.

Der Bericht kann daher mit der Feststellung abgeschlossen werden, daß schon die ersten Kontakte im Gelände eine weitgehende Übereinstimmung gebracht haben und damit die fruchtbare Arbeit, die in Lublin eingeleitet wurde, ihre Fortsetzung findet.

Die für das Jahr 1963 geplante Veranstaltung in der ČSSR war sorgfältig vorbereitet worden und stellte schon allein durch die Teilnahme fast aller Kommissionsmitglieder, einiger ausländischer Gäste sowie einer großen Zahl von Interessenten aus dem Gastland einen großen Erfolg dar. Die Veranstaltung wurde von der Quartärabteilung des Ústredni ústav geologický (Geologische Zentralanstalt) in Prag (Leiter Herr CSc V. Šibrava) liebenswürdig betreut und fachlich vor allem von unserem Kommissionsmitglied V. Ložek getragen. Über Programm und Verlauf dieser Zusammenkunft informierte unser Rundschreiben Nr. 5 vom 4. 11. 63 wie folgt (wieder sind organisatorische Mitteilungen weggelassen):

Nach kurzer Begrüßung am Morgen des 22. 8. 1963 hielt V. Ložek das Referat zur Einführung in die Exkursionsräume. Dieses Referat braucht hier nicht wiedergegeben zu werden, da es im wesentlichen bereits in den Verhandl. der INQUA VI/Warschau publiziert ist. Besonders eindringlich wurde auf die Verknüpfung der fossilen Böden oder Horizonte (stets zu Pedokomplexen [PK] zusammengefaßt) mit den Schneckenfaunen und den paläolithischen Kulturen hingewiesen.

Von besonderer Bedeutung für die Stratigraphie des Jungpleistozäns sind die drei jüngsten Pedokomplexe, nämlich PK I, PK II und PK III. Wie aus den neuesten Publikationen der tschechischen Kollegen hervorgeht und durch die Exkursionen in eindrucksvoller Weise bestätigt wurde, handelt es sich beim PK I stets um eine relativ blaßbraune, mehr oder weniger stark entkalkte Bodenbildung, deren Verlauf in der Profilwand meist der heutigen Oberfläche entspricht. Sie kann ohne Schwierigkeit mit dem im österreichischen Trockengebiet vorkommenden blaßbraunen Steppenboden „Stillfried B" gleichgesetzt werden. PK II und PK III hingegen zeigen sehr oft in der Profilwand ein von der heutigen Oberfläche stark abweichendes Relief, bilden zusammen aber stets eine Einheit. Sie entsprechen dem „Stillfrieder Komplex" oder „Stillfried A" im österreichischen Trockengebiet. Wesentlich ist — worauf bei den Exkursionen M. Pécsi immer wieder hinwies — die Mulden- und Dellenposition jedes Aufschlusses, in welchem PK II und PK III in voller Entwicklung auftreten. PK II umfaßt zwei Humuszonen, wobei die obere in Farbe und Struktur untypisch ist, meist mit scharfer Grenze hangend abschließt, die untere hingegen typisch ausgebildet ist und in der Regel einen braunen Verwitterungssaum an der Unterkante aufweist (B_V-Horizont). Letztere entspricht im Erscheinungsbild etwa den in leichten Mulden der heutigen Oberfläche auftretenden degradierten Tschernosemen. Zwischen PK II und PK III schiebt sich eine Zwischenschicht, oft aus deluvialem Material, seltener echtem Löß, ein. PK III besteht aus einer Humuszone, die, typisch entwickelt, dem Unterboden eines Waldbodens, meist einer Parabraunerde, aufliegt. Die zwischen Humuszone und B_t-Horizont auftretende Zwischenschicht wurde und wird von den einzelnen Kommissionsmitgliedern verschieden gedeutet.

Während einige in ihr den noch erhaltenen Eluvial-Horizont der interglazialen Parabraunerde vermuten, sehen andere in ihr spätinterglaziale kolluviale Bildungen, die mit der Entwaldung und Umstellung auf Tundra zusammenhängen können und wieder andere frühglazialen Löß, der von oben her durch eine interstadiale Tschernosembildung aufgezehrt wird. Diese Diskrepanz ist jedoch unwesentlich gegenüber der fast einheitlichen Auffassung, in dem Waldboden(rest) von PK III die Bodenbildung des letzten Interglazials zu sehen. Wesentlich sind hierfür die faunistischen Beweise für die letztinterglaziale Stellung des Waldbodens. V. Ložek konnte teils in kleinen Taschen unterhalb, teils verschwemmt über der Oberkante des Waldbodens die Banatica-Fauna nachweisen.

Mittag begannen die Exkursionen mit einem dankenswerter Weise von der Geologischen Zentralanstalt bereitgestellten Autobus. Da es den Rahmen dieses Protokolls überschreiten würde, ausführlich die vorgeführten Profile zu behandeln, werden im folgenden nur die einzelnen Profile aufgezählt. Allgemeine Beobachtungsergebnisse werden anschließend mitgeteilt.

22. 8. Aufgelassenes Ziegelwerk Jenerálka nordwestl. Prag, Ziegelwerk Sedlec (bei Prag), Ziegelwerk Žalov, Nächtigung in Prag.

23. 8. Ziegelwerk Letky, Hohlweg Zeměchy, Mittagessen in Mělnik, Aufschluß Štětí (Wegstädtl), Ziegelwerk Litoměřice (Leitmeritz), Rückfahrt nach Prag und Nächtigung.

24. 8. Fahrt nach Mähren, Ziegelwerk Sedlec bei Kutná Hora (Kuttenberg), Ziegelwerk Předmostí bei Přerov (Prerau), Nächtigung in Přerov.

25. 8. Nochmals Ziegelwerk Předmostí, Fahrt nach Brünn und Mittagessen, alte Ziegelei Modřice, Červený Kopec (Roter Berg) Brünn, Fahrt nach Veselí im Marchtal, Nächtigung.

26. 8. Fahrt nach Dolní Věstonice (Unterwisternitz) in Südmähren, Besichtigung des Aufschlusses in der alten Ziegelei, und Grabungsfeld Pavlov (Pollau) und Museum, Mittagessen in Hustopeče (Auspitz), Nachmittag Diskussion im Haus der Akademie in Dolní Věstonice, Rückfahrt nach Veselí und Nächtigung.

27. 8. Fahrt in die Westslowakei über Weiße Karpaten nach Nové Mesto nad Váhom (Neustadtl an der Waag), Aufschluß, Ziegelei und Stellwerk Búdy, Mittagessen, Weiterfahrt waagaufwärts zum Aufschluß Ivanovce-Skala, Ziegelei Zemianské Lieskové, Ziegelwerk Zamarovce bei Trenčín (Trentschin), Rückfahrt nach Veselí und Nächtigung.

28. 8. Wieder zurück über die Weißen Karpaten, Travertin bei Hradište pod Vrátnom (Brezová-Tal), Aufschluß Moravany-Hlboký járok, Mittagessen in Pieštany (Pistyan), Nachmittag Fahrt nach Bratislava, am Weg Aufschluß bei Trakovice, Abschlußbesprechung in der Geologischen Anstalt Dionýs Štúr in Bratislava, von dort Rückfahrt der Teilnehmer teils in ihr Heimatland, teils mit Autobus nach Prag.

Am 26. 8. war im Haus der Akademie der Wissenschaften in Dolní Věstonice dank der liebenswürdigen Unterstützung von B. Klíma, der bereits am Vormittag die Ausgrabungen in Pavlov erläutert hatte, die Möglichkeit für eine eingehende Diskussion gegeben, wobei einerseits die bereits besichtigten Profile, anderrseits allgemeine, unsere Kommission und Arbeit betreffende Fragen erörtert wurden.

J. Fink gab zuerst eine kurze Darstellung der verschiedenden Auffassungen über die Stratigraphie des Jung-Pleistozäns. Er berichtete, daß anläßlich einer Bereisung des niederösterreichischen Raumes im Frühjahr 1962 P. Woldstedt seine bisherige Auffassung, die auf der Soergel'schen Konzeption basierte und derzeit am schärfsten von H. Gross vertreten wird, aufgegeben hat. In Übereinstimmung mit J. Fink stellt somit P. Woldstedt nun die Göttweiger Verlehmungszoge (GöVz) in das R/W Interglazial, da am locus typicus die GöVz eindeutig mit der Oberkante der rißeiszeitlichen Terrasse verknüpft werden kann. Einen wesentlichen Beweis für die interglaziale Stellung der GöVz hat B. Frenzel geliefert, der bei der oben genannten Bereisung von allen wichtigen Profilen Proben zur palynologischen Untersuchung entnommen hat (vgl. unten). Die GöVz ist einwandfrei mit dem braunen Basisboden des Stillfrieder Komplexes (Stillfried A) vergleichbar, der Stillfrieder Komplex wieder mit PK III und II. Damit ist eine einwandfreie Korrelation geschaffen. Hinsichtlich der Parallelisierung von Paudorf und Stillfried B (PK I) bestehen gewisse Schwierigkeiten, die einerseits in der völlig verschiedenen typologischen Ausbildung, andererseits in dem Unterschied der bisher vorliegenden Radiokarbondaten begründet sind. Die C^{14}-Daten liegen mehrere tausend Jahre auseinander. Geologisch gesehen müssen aber solche auf bestimmte Paläoklimaprovinzen beschränkte Böden als ± gleich alt aufgefaßt werden. Es wäre sonst nicht denkbar, daß sie einander in einem Profil stets ausschließen.

Wichtig ist, daß erst nach Paudorf (Stillfried B, PK I) die Gletscher ihren Maximalstand erreichten, das heißt in einer sehr späten Phase der letzten Eiszeit. Dieser Tatsache werden Begriffe, die irgendwie an die alte Dreigliederung angelehnt sind, wie Alt-, Mittel-, Jung oder Früh-, Haupt-, Spät- usw. inhaltlich nicht gerecht. Zahlenbegriffe sind dagegen noch stärker vorbelastet, weshalb sie nicht verwendet werden sollten. Dies trifft vor allem auf die Bezeichnungen W I, II und III bzw. W I/II und W II/III zu. Noch die letzten Publikationen für die INQUA in Warschau zeigten, daß hier eine fast hoffnungslose Verwirrung entstanden ist, weil diese mit stratigraphisch falsch eingeordneten Lokalbezeichnungen, wie z. B. Göttweig, kombiniert und korreliert wurden. Gewiß gliedert sich die letzte Eiszeit — nach dem Stand unserer Kenntnis — in drei Abschnitte, und zwar

a) ein erster Abschnitt, in welchem die Humuszonen des Stillfrieder Komplexes bzw. die von PK III — PK II gebildet wurden. Diese „Oszillationen" sind mit den schon lang bekannten Interstadialen Ammersfort und Brørup korrelierbar;

b) ein zweiter Abschnitt, welcher in den meisten Profilen durch Löß, in Hanglage durch deluviales Material gekennzeichnet ist, und der mit Paudorf endet und

c) ein dritter Abschnitt, der nach Paudorf liegt, und der auch in feuchten Landschaftsräumen echten, trockenen Löß bringt, weil die Gletscher ihr Maximum erreichten.

Diese drei Abschnitte nun aber mit den alten Bezeichnungen W I, II und III zu benennen, würde die bestehende Verwirrung nur vergrößern, weil diese von Soergel eingeführten Bezeichnungen inhaltlich ganz anders gefaßt waren. Das gilt insbesondere für sein W I/II. Es muß daher getrachtet werden, vorläufig durch Lokalnamen aus der Nomenklaturschwierigkeit herauszukommen und sich später auf international verwendbare Namen zu einigen.

B. Frenzel berichtete über die bisherigen Ergebnisse seiner palynologischen Untersuchungen im niederösterreichischen Löß. Seine erste Arbeit hierüber, stark methodologisch ausgerichtet, wird in Bälde erscheinen. Das Manuskript konnte eingesehen werden. B. Frenzel konnte klar die Löß-Flora von der der Humuszonen und jener der Verlehmungszone (brauner Basisboden des Stillfrieder Komplexes) unterscheiden. In der Verlehmungszone fanden sich Eiche, Buche, Hainbuche usw., so daß das interglaziale Alter klargestellt ist. Interessant sind die palynologischen Ergebnisse an der Wende Interglazial : Glazial, wonach das Ende des R/W durch hohen Anteil an *Carpinus* gekennzeichnet ist, dann folgt eine Nadelholzphase mit sehr intensiver Abkühlung. Die unterste Humuszone wurde nach Ablagerung eines neuen Lösses gebildet. Nach einer — vorläufig nur mündlich mitgeteilten — Korrelation entspricht die untere Hz des Stillfrieder Komplexes (Hz von PK III) den Schieferkohlen in Oberbayern, bzw. dem Ammersfort-Interstadial und die folgende Humuszone, die im Stillfrieder Komplex in zwei durch eine schwach humose Mittelschicht getrennte Humuszonen aufgespaltet ist, — dem Brørup-Interstadial.

J. Macoun berichtete über die Situation im Ostrauer Gebiet, das wegen des Überfließens des nordischen Inlandeises nach Süden von besonderer Bedeutung ist. R. Ruske schloß unmittelbar mit einer Schilderung des von ihm bearbeiteten thüringischen Raumes an, der nächstes Jahr eingehend studiert werden soll. Der „Naumburger Komplex" scheint typologisch und auch stratigraphisch dem Stillfrieder Komplex, bzw. PK II und III zu entsprechen. Die „Kösener Bodenbildung" entspräche PK I.

M. Pécsi wies auf die Raumgebundenheit der Paläoböden hin. Ein Vergleich der auf gegenüberliegenden Ufern der Donau liegenden Profile von Basahac (Schattlage) und Nagymaros (Sonnlage) wurde demonstriert. Besonders wurde betont, daß den deluvialen Vorgängen bei der Lößentstehung erhöhte Bedeutung beigemessen werden muß.

J. Marković-Marjanović berichtete über ihre Untersuchungen in Nordserbien und zeigte die stratigraphische Deutung der Profile im nunmehr gewonnenen Bild.

A. I. Moskvitin versuchte, das nunmehr gewonnene mitteleuropäische Schema mit dem osteuropäischen Raum zu korrelieren. Abweichend von der Auffassung aller anderen Mitglieder sieht A. I. Moskvitin in PK II und PK III je ein Interglazial. Der PK I wird dem Mologoseksminsker Interstadial gleichgesetzt, der darunterliegende (mächtige Löß) der Kalinin-Vereisung, PK II dem Mikulino-Interglazial und PK III dem Odincoyo-Interglazial. Die relativ dünne und oft nicht einmal durch echten Löß vertretene Zwischenschicht zwischen PK II und PK III müßte dann der Moskauer Vereisung entsprechen. Mit Recht wurde dem entgegengehalten, daß PK II und PK III eine zeitlich sehr nahe beisammen liegende Landoberfläche bilden und sowohl gegen PK I als auch gegen tiefere Paläoböden deutliche Diskordanzen zeigen. A. I. Moskvitin hat eine endgültige Deutung offen gelassen, so daß eine Angleichung an die übrigen Auffassungen möglich ist.

In der Diskussion wurde von K. Žebera die Frage aufgeworfen, ob der Begriff Pedokomplex berechtigt ist, der von V. Ložek und J. Kukla eingeführt wurde. Sofern es sich um eine vertikale Folge von Böden handelt, die zeitlich nacheinander gebildet wurde, ist der Begriff Komplex berechtigt. Er muß stets die gleiche typologische Ausbildung aufweisen, gleichgültig ob er ganze Böden oder nur Teile von Böden (Horizonte) umfaßt. E. Schönhals betonte den Unterschied zwischen Bodenfolge und Horizontfolge. Die typologische Gleichheit der einzelnen Pedokomplexe konnte nur bei PK I, II und III beobachtet werden. Bei den älteren Pedokomplexen war oft keine typologische Übereinstimmung gegeben, bzw. der Grund für eine Zusammenfassung mehrerer Paläoböden zu einem Komplex nicht ersichtlich. (So etwa in Sedlec bei Prag, wo im PK IV zwei autochthone Waldböden mit hangender Fließerde zu einem PK zusammengefaßt wurden.) Es wäre sehr günstig, wieder zu Lokalnamen (mit oder ohne stratigraphischer Konsequenz) zurückzukehren, oder die Paläoböden typologisch klar anzusprechen. Diese Ansprache ist aber sehr schwierig, da vielfach noch keine Übereinstimmung hinsichtlich der Bezeichnung besteht. So wird etwa eine bestimmte Fließerde von V. Ložek als „Lehmbröckelsand" und von M. Pécsi als „Semipedolith" bezeichnet. Die Kommissionsmitglieder beschlossen daher, bis zur nächsten Zusammenkunft Unterlagen für Nomenklaturvorschläge von Paläoböden vorzubereiten. Auch die Nomenklatur der verschiedenen pleistozänen Windsedimente und ihre Abgrenzungen gegenüber anderen Bildungen sollen bei der nächsten Zusammenkunft besprochen werden.

Einige besondere Ergebnisse der Exkursionen sollen kurz herausgestellt werden:

1.) Die Bedeutung der Paläoklimaprovinzen. Diese zeigt sich besonders in der Ausbildung des letztinterglazialen Waldbodens. In Böhmen und Mähren ist ein B_t-Horizont einer Parabraunerde vorherrschend, in der Westslowakei dagegen der Unterboden einer Braunerde entwickelt, die G. Haase mit den zimtfarbigen Böden Südosteuropas vergleicht. Im österreichischen Trockengebiet liegt gleichfalls eine Braunerde vor, die allerdings starke Kalkkonkretionen im untersten Teil des B-Horizontes zeigt. Bei den Humuszonen ist der Unterschied in den einzelnen Klimaprovinzen nicht so groß. Alle Humuszonen zeigen leicht „tirsoide" Züge.

2.) Die Bedeutung der Exposition und Inklination. Die volle Ausbildung von PK I bis III ist stets nur in Dellenlagen anzutreffen. Bei normalen Hangprofilen, wie in Zemianske Lieskové oder Moravany, sind über dem gut ausgebildeten letztinterglazialen Boden nur sehr undeutliche Reste frühglazialer Bodenbildungen zu erkennen. In gut ausgebildeten Profilen ist infolge der Dellenposition der Anteil des allochthonen und parautochthonen Materials groß. Dennoch zeigt die stets gleiche Folge von Paläoböden (PK), daß es sich um einwandfrei stratifizierbare Bildungen handelt.

Lokale Modifikationen ergeben sich aus der Exposition. Z. B. hat die untere Humuszone von PK II, d. h. die mittlere Humuszone des Stillfrieder Komplexes, im böhmisch-mährischen Raum in der Regel einen braunen Saum an der Unterkante (B_v-Horizont), der bei starker Durchfeuchtung in Schatthanglage zu einem Bt-Horizont werden kann. Dies zeigte sich etwa in Jenerálka nordwestlich von Prag. Diese Erscheinung ist auch in einigen Profilen in Österreich (Wielandsthal und Thallern) zu beobachten. Deshalb bleibt die generelle Feststellung, daß der letzte ausgeprägte Waldboden Mitteleuropas das letzte Interglazial darstellt, bestehen.

3.) Die Verknüpfung mit verschiedenen, für die Stratigraphie wichtigen Elementen, a) Faunen: Diese Möglichkeit wurde von V. Ložek in eindrucksvoller Weise demonstriert. Die „Banatica"-Fauna markiert das letzte Interglazial und ist besonders im Travertin Hradište pod Vrátnom sehr gut erhalten. In den Paläoböden ist selbstverständlich die Fauna durch die Verwitterungsprozesse aufgezehrt und kann daher nur unmittelbar ü b e r dem letztinterglazialen Boden liegen, wenn Hangsedimente aufgearbeitet sind, oder in kleinen Taschen unterhalb (V. Ložek erläutert dieses Problem eingehend in Anthropozoikum Bd. 11).

Für die älteren Zeitabschnitte wurde als Leitform *Celtis* vorgeführt. Ob *Celtis* mit PK IV so gekoppelt werden kann wie die Banatica-Fauna mit PK III ist fraglich, da die älteren Paläoböden in ihrer stratigraphischen Einordnung problematisch sind (Žalov, Sedlec bei Kutná Hora, Červeny Kopez).

b) Flora: Die palynologischen Untersuchungen von B. Frenzel werden fortgesetzt; es ist zu hoffen, daß auch andere Forscher nunmehr, da die Brauchbarkeit der Methode erwiesen ist, solche Untersuchungen durchführen.

c) Terrassen: Die Verknüpfung von Lößprofilen mit Terrassen, die im perialpinen Raum ebenso wie im Umkreis der nordischen Vereisung d i e feldgeologische Methode darstellt, ist im Raum der Tschechoslowakei sehr erschwert, da glazial-geologisch gesicherte Terrassen sehr selten sind. Die Tatsache, daß jüngere Pedokomplexe auf oft tiefere Schotterterrassen ausmünden, während ältere Paläoböden auf höhere Schotterterrassen beschränkt bleiben (Sedlec b. Prag, Červený Kopec bei Brünn), bietet aber die Möglichkeit, diesen für die Stratigraphie des Pleistozäns wichtigen Beitrag zu geben. Paläoböden auf Schotteroberkanten sind allerdings im Gegensatz zu Dellenprofilen mit deluvialer Verdickung typologisch nicht besonders deutlich ausgebildet (so etwa der Graben für die Rohrleitung auf der VI. Terrasse westl. Mělník), stratigraphisch aber besonders wichtig.

d) Morphologische Position des Aufschlusses im Verhältnis zur übrigen Landschaft: Auf den Unterschied zwischen Hang- und Dellenprofilen wurde schon hingewiesen. Weiter ist zu beachten die Ausformung des Tales, der Abstand zur heutigen Talau usw. Auch dadurch ergeben sich Hinweise auf das Alter der Paläoböden. Eindrucksvoll sind die Möglichkeiten, Paläoböden mit Karsterscheinungen zu verbinden, wie dies in Ivanovice-Skala von V. Ložek und L. Smolíková gezeigt wurde. Ebensolche Tonmineraluntersuchungen müssen für Paläoböden in Löß angestellt werden.

e) Kulturen: Erst wenn so viel Material vorliegt, wie dies in der Tschechoslowakei der Fall ist, kann auch in verschiedenen Fällen vice versa von den Kulturen auf das Alter der Paläoböden geschlossen werden, wie dies K. Žebera teilweise tut, doch darf dies nur die Ausnahme sein.

4.) Schließlich müssen auch die Grenzen der Löß-Stratigraphie-Forschung erkannt werden. Mit einmaliger Klarheit haben alle Teilnehmer erkannt, daß eine typologische Vergleichbarkeit und damit Stratifizierbarkeit der Paläoböden bis einschließlich des letzten Interglazials einwandfrei möglich ist. Dies stellt, wie eingangs erwähnt, den großen Erfolg der Veranstaltung dar. Für die älteren Paläoböden werden hingegen sehr stark die unter 3.) a-d genannten Elemente in den Vordergrund rücken.

Im Hinblick auf den Bodenkundlichen Kongreß in Bukarest wurde die Veranstaltung für 1964, die im sächsischen und thüringischen Raum stattfinden wird, auf das Frühjahr verlegt. Nach ihrem Abschluß wird wieder in dieser Zeitschrift berichtet werden.

Eiszeitalter und Gegenwart	Band 15	Seite 236-239	Öhringen/Württ., 1. November 1964

C. Buchbesprechungen

László Vértes et al.: **Tata, eine mittelpaläolithische Travertin-Siedlung in Ungarn.** 253 S., 28 Taf., 76 Abb. im Text, 92 Tab. u. 4 Beilagen. - Archaeol. Hungar. Ser. Nova XLIII, Budapest 1964. Verlag Ungar. Akad. d. Wiss., Preis: DM 36.—.

In dem durch seine vielen Mammutreste lange bekannten Travertin-Steinbruch von Tata hat der Verf. 1958 und 1959 einen neuen reicheren mittelpaläolithischen Wohnplatz unter ca. 7 m mächtigem Travertin in einem von steilen Wänden eingeschlossenen Becken (Tettarate) im unteren Travertin (damals ein Unikum in der Altsteinzeitforschung) mit modernen Methoden untersucht (vorläufiger Bericht in „Eiszeitalter u. Gegenwart" 10, 1959, S. 33-35) und damit die 1912 von T. Kormos veröffentlichte Monographie eines benachbarten Fundplatzes in diesem Steinbruch ganz wesentlich ergänzt. Nicht weniger als 20 naturwissenschaftliche Spezialisten haben die Ergebnisse ihrer Untersuchungen beigesteuert (S. 15-126). Die Paläotemperatur-Messungen durch die O^{16}/O^{18}-Bestimmung lieferten nur relative Werte. Die Versuche einer C^{14}-Datierung von Travertin- und Knochenprobe in Groningen mißlangen; sie wären wahrscheinlich gelungen, wenn dafür das Moos *Didymodon tophaceus* benutzt wäre, das den Kalktuff aus dem 20—25° C warmen Thermalquellenwasser aufgebaut hat. Entscheidend für die Erforschung der vorzeitlichen Umwelt und für die relative Datierung der Kulturschicht sind die Untersuchungen des Geologen P. Kriván, die quartärbotanischen Befunde von A. Boros, Z. Pavletić, V. Budó, J. Koflek, J. Stieber und Magda Járai-Komlódi und die paläozoologischen Untersuchungen (Mollusken: E. Krolopp, Wirbeltiere: M. Kretzoi).

Danach ist der Aufbau der Travertinkuppe in 3 Phasen erfolgt, die durch 2 tektonisch bedingte Erosionen getrennt sind. In eine solche Pause fällt die Ablagerung einer bis 45 cm dicken Lößschicht mit der Kulturhinterlassenschaft und ihre Bedeckung mit einer bis 100 cm dicken sterilen Flugsandschicht (Zeugnis eines sehr trockenen, wärmer werdenden Klimas in einer ausgetrockneten Tettarate). Nach den botanischen Befunden (Beilage 4) und der Stratigraphie (Beil. 1-3) begann die Travertinbildung im letzten Drittel des R/W-Interglazials, die Hauptmasse des Tata-Travertins ist also jünger als die Travertine von Weimar—Taubach—Ehringsdorf und Gánovce. Auffällig ist das Vorkommen der mediterranen *Celtis* sp., das im R/W von Tata wohl auf die örtliche Erwärmung des Klimas in diesem Thermal-Quellengebiet zurückzuführen ist. Die ebenfalls noch löß- und flugsandfreien Travertinschichten T_{1d} und T_{1e} möchte Ref. auf Grund der mitteleuropäischen Erfahrungen in die noch temperierte und humide erste Hälfte des Altwürm (W I) stellen, in welcher der südlichen Lage wegen die beiden ersten Stadiale und daher auch die beiden Interstadiale von Amersfoort und Brörup nicht registriert sind, und die Kältephase des W I mit Löß- und Flugsand-Beimischung im Travertin in den Schichten T_{1f} und T_{1g} unmittelbar unter der Kulturschicht annehmen. Erneute Löß-Beimischung zeigte erst die Travertinschicht T_{2a2} (mit Frostwirkungen); T_{1i} und T_{2a1} über der Löß- und Sandschicht in der Tettarate waren fast reiner Travertin. In den noch jüngeren Schichten mit Löß- und Flugsand-Beimischung nordwestlich und südwestlich vom Fundplatz sprechen Landschnecken wie auch *Pinus silvestris* für ein erheblich kälteres und kontinentaleres Klima, als es für das Altwürm hier anzunehmen ist, sondern in Anbetracht der südlichen Lage viel eher für Hauptwürm. Ref. möchte daher die Schichtenfolge T_{1h} (mit der Kulturschicht am Anfang) bis T_{2a} nach der Fauna (im Gegensatz zu M. Kretzoi) und Flora in das im wesentlichen interstadiale Mittelwürm (bisher „Göttweiger Interstadial" W I/II genannt) zwischen rund 50 000 und 30 000 B.P. stellen. Die paläofloristischen Befunde im Thermalquellen-Gebiet (mit See) sprechen für Nadel- und Laubholzbestände (in T_{2a} noch Weißtanne!), ebenso manche Tierarten wie *Helix pomatia, Castor fiber, Sus scrofa, Sorex* sp. und *Ursus arctos (U. spelaeus* als Höhlenbewohner nur durch sehr wenige Reste belegt). Die überwiegende Mehrzahl der Fauna wird von Steppentieren gebildet, vorherrschend von *Equus* sp.; für die Datierung wichtig ist *Asinus hydruntinus*. M. Kretzoi hat mit Hilfe seines „Microtinen-Thermometers" für die Kulturschicht eine Sommertemperatur von +19° C berechnet, was für das noch kontinentale Klima dieser Waldsteppenzeit annehmbar ist. Das Klima des Altwürm-Interstadials von Brörup, in das Verf. die Kulturschicht stellen möchte, war aber ein recht humides temperiertes W a l d klima.

Im III. Teil der Tata-Monographie behandelt der Verf. (S. 133-253) die Ausgrabung, das archäologische Fundmaterial (bei dem die Kleinheit der allermeisten Steingeräte auffällt), seine technologischen und morphologischen Besonderheiten, siedlungskundliche Beobachtungen und die Stellung des Tata-Fundkomplexes im ungarischen Paläolithikum (speziell seine Beziehungen zum Szeletien, s. Abb. 1 bei S. 252) und in der paläolithischen Entwicklungssukzession, für die der Verf. im Gegensatz zur Urgeschichtsforschung des Westens Gesetze der biologischen Evolution annimmt. Den Schluß bilden die Zusammenfassung (mit M. Kretzoi) und die 28 photographischen Tafeln, davon 24 mit 249 Artefakt-Photos.

Da die Knochen der Kulturschicht relativ schlecht erhalten waren, darf man wohl vermuten, daß zwischen ihrer Ablagerung und der Bedeckung mit Travertin ein längerer Zeitraum lag. Die Ausgrabungen von 1958/59 lieferten dem Verf. 2193 Steinwerkzeuge (dazu kommen noch 125 von T. Kormos gefundene) neben riesigen Mengen von Silexsplittern (was für einen Werkplatz spricht) und 23 zum Teil geschliffene Knochenartefakte (als Besonderheit eine Tschuringa aus Elfenbein). Bei der Auswertung des Fundinventars hat der Verf. die übliche Typologie durch achterlei Messungen technologisch wichtiger Größen und ihre Statistik erweitert. Fast 40% der Steingeräte sind bifazial, 58,6% sind aus Kieselgeröll hergestellt (obwohl Feuerstein im Kalkstein der Umgebung zur Verfügung stand), fast 83% nur 20-40 mm lang, daher dem italienischen Micropontinien vergleichbar. Die Hauptmasse (52%) besteht aus Schabern aller Art (besonders charakteristisch die Tata-Schaber und die Spalt- oder Zitrus-Schaber), sehr bezeichnend sind auch die Schabemesser (ca. 6%), in geringerer Zahl sind vertreten Spitzen, Kratzer, Bohrer, Stichel, Klingen, choppers, chopping-tools, ganz wenig kleine Faustkeile und faustkeilartige Artefakte. In der Abschlagtechnik überwiegt mit 53% die Levallois-Methode. Die Artefakte sind nach dem Verf. hochgradig standardisiert, vielleicht überspezialisiert. Nach den archäologischen Befunden hausten die Urmenschen von Tata auch in Höhlen der Umgebung (Kiskevélyer, Csákvárer und Szelim-Höhle). Der Verf. stellt mit T. Kormos die Kultur von Tata, die eine typische Kieselindustrie ist, in den Moustérien-Kreis; sie gehört nach ihm nicht in die Entwicklungsreihe des Bükker Mittelpaläolithikums, sondern ist ein mit dem Moustérien von Krapina verwandtes Spätmoustérien, man könnte es „Pseudoszeletien" nennen, das im Entwicklungsgrad auf der etwas älteren Frühszeletien entsprechenden Stufe zurückgeblieben ist. Der Moustérienfund von Krapina ist übrigens neuerdings von E. W. Guenther aus geologischen Gründen ins Mittelwürm gestellt worden.

Die Periodennamen der relativen Klimakurve des Spätpleistozäns in Niederösterreich nach Brandtner (Abb. 1 bei S. 252) sind nach den neuesten Untersuchungen zu berichtigen: der d r e i f a c h e „Krems-Komplex" 6 umfaßt das R/W-Interglazial und die beiden Altwürm-Interstadiale Amersfoort und Brörup (wie in Dolní Véstonice, s. Current Anthropology 2, 1961, S. 437-439); dieser Lößbodenkomplex ist identisch mit dem nach der C^{14}-Datierung scheinbar jüngeren niederösterreichischen ebenfalls 3-teiligen Fellabrunn (Stillfried A)-Komplex von Oberfellabrunn, da Dr. B. Frenzel (siehe „Eiszeitalter u. Gegenwart" 15, 1964) palynologisch bewiesen hat, daß in ihm die basale „Göttweiger" Verlehmungszone auch letztinterglazial ist. Daß die e i n f a c h e Göttweiger Verlehmungszone bei Göttweig auch letztinterglazial ist, konnte noch nicht bewiesen werden und ist auch unwahrscheinlich, da in Deutschland Würm-Lößpakete mit einer mittelwürmzeitlichen bisher mit der Göttweiger parallelisierten Verlehmungszone bekannt sind und genügend Beweise dafür vorliegen, daß im Mittelwürm zwischen rund 50 000 und 30 000 B.P. das Klima nicht hochglazial war, sondern daß etwa 3 milde interstadiale Perioden mit kälteren abwechselten (vgl. H. Gross in „Eiszeitalter u. Gegenwart" 15, 1964), so daß für die Periode 4 der Klimakurve nur der Name in „ M i t t e l w ü r m " geändert zu werden braucht.

Die glänzend ausgestattete Tata-Monographie ist ein vorbildliches Werk der Umwelt-Archäologie und eine sehr wertvolle Bereicherung der urgeschichtlichen Literatur auch hinsichtlich der Typologie. Verf. und die Ungarische Akademie der Wissenschaften sind zu dieser Leistung zu beglückwünschen. H. Gross.

David Andrist, Walter Flükiger und Albert Andrist: **Das Simmental zur Steinzeit.** Mit Beiträgen von E. Schmid, E. Müller und F. Ed. Koby. Acta Bernensia III, 210 S., 50 Abb., 20 Taf. Stämpfli & Cie., Bern 1964. Preis 58.— DM.

Die Verfasser legen in dem Werk die Ergebnisse ihrer 30jährigen Arbeiten zur Erforschung der steinzeitlichen Besiedlung des Simmentals vor. Die ältesten Funde sind 3 Quarzitartefakte aus dem Schnurenloch bei Oberwil, die aus einer Schicht stammen, die, vor allem aufgrund der von E. Schmid durchgeführten sedimentanalytischen Untersuchung sowie nach der mitgefundenen Fauna, in den ersten Abschnitt der Würmeiszeit datiert wird. So ist die Zuweisung dieser Funde zum Mittelpaläolithikum sicher berechtigt. Aus dem Schnurenloch stammt ferner ein Schmalklingenbruchstück, das, geochronologisch in die Zeit vor dem Hauptwürmvorstoß datiert, als ein Anhaltspunkt für die Anwesenheit des jungpaläolithischen Menschen gelten darf.

Die wenigen Artefakte aus der untersten Fundschicht der Chilchlihöhle ob Erlenbach können nach ihrer Datierung spätes Mittelpaläolithikum oder frühes Jungpaläolithikum sein. Formenkundlich läßt sich zu ihnen wie auch zu den Stücken aus dem Schnurenloch kaum etwas sagen.

Mesolithische Funde stammen aus der oberen Fundschicht der Chilchlihöhle, aus dem Abri Oeyenriedschopf im Diemigtal und aus dem Abri Riedli am Mannenberg; trotz des Fehlens aussagefähiger Formen wohl auch aus dem Abri Ranggiloch ob Boltigen und der Höhle Mamilchloch in der Simmenfluh. Der reichste Platz ist das Riedli-Abri mit über 1400 aufgelesenen Artefakten, doch gerade hier, wo sich die exakte Arbeitsweise der Ausgräber hätte voll auszahlen können, handelt es sich um eine ausgeräumte Fundstelle; die Funde wurden an sekundärer Lagerstätte unterhalb des Abris oberflächig gesammelt.

Ein neolithischer Rastplatz ist in der 2 600 m hoch gelegenen Tierberghöhle beim Laufbodenhorn durch eine flächenretuschierte Pfeilspitze belegt.

Die mittelpaläolithischen Funde aus dem ersten Abschnitt der Würmeiszeit in einem Alpental in über 1200 m Höhe (Schnurenloch: 1230 m; Chichlihöhle: 1810 m) zeigen, daß in dieser in ihrer geochronologischen und klimatischen Gliederung noch ungenügend bekannten Zeit hier zumindest zeitweise und im Sommer Lebensmöglichkeiten für Mensch und Tier bestanden. Die Verfasser leisten ferner einen wertvollen Beitrag zum Problem der Knochenwerkzeuge des ‚Alpinen Paläolithikums' indem sie anhand von Funden aus dem nicht vom Menschen aufgesuchten Gemschiloch überzeugend nachweisen, daß sämtliche von E. BÄCHLER u. a. als Knochenwerkzeuge aufgefaßten Stücke, besonders auch diejenigen mit polierten Kanten und Spitzen, auf natürliche Weise entstehen können.

Daß im Simmental keine völlig eindeutigen jungpaläolithischen Funde gemacht wurden, überrascht in Anbetracht der ungünstigsten klimatischen Verhältnisse dieser Epoche nicht. Die mesolithischen und neolithischen Funde zeugen auch nach Meinung der Verfasser eher von gelegentlichen Jagdzügen als von einer dauernden Besiedlung des Tales.

Die vorsichtig-abwägende Argumentation und die klare und exakte Ausdrucksweise der Verfasser sowie die Hinzuziehung von Spezialisten für die Einzelgebiete Sedimentanalyse (E. SCHMID), Pollenanalyse (E. MÜLLER) und Paläontologie (F. ED. KOBY) vermehren den Wert des Buches. Unbefriedigend ist die Dokumentation der Steinwerkzeuge durch nicht immer eindeutige Strichzeichnungen. Die Kosten für die Phototafeln 17-20 hätten gespart werden können, da man keine Einzelheiten der abgebildeten Steinwerkzeuge erkennen kann. Entweder durch falsche Klassifikation oder durch schlechte Zeichnung verursacht sind Unstimmigkeiten wie z. B. die Ansprache von Abb. 28, 1-2 als Viereckschaber, Abb. 33, 1 als Bohrer, Abb. 35, 9 als Klingenkratzer, Abb. 35, 10 als Bogenschaber; nach den Abbildungen handelt es sich sämtlich um einfache Abschläge. Es ist schade, daß diese Dinge, an denen man den Verfassern nur zum Teil die Schuld geben kann, nicht vor der Drucklegung verbessert wurden.

Den Ausgräbern hätte man zahlreichere Funde gewünscht; die Forschung muß für einen Beitrag wie den vorliegenden, der durch sorgfältige Forschungen gesicherte Daten zur relativ spärlichen Besiedlung eines begrenzten Gebietes gibt, dankbar sein, denn zur Rekonstruktion der Geschichte dieser Perioden ist die Kenntnis der Fundverhältnisse in dem gesamten betrachteten Raum notwendig. Eine Beschränkung auf die Fundzentren kann leicht das Bild verzerren; besonders natürlich dann, wenn diese Fundzentren durch die relativ leichte Auffindungsmöglichkeit der Fundstellen, wie sie etwa in Gebieten mit zahlreichen Höhlen und Abris gegeben ist, nur vorgetäuscht wird.

GERHARD BOSINSKI.

Lauenburgische Heimat, N. F. Heft 45, 80 S., zahlr. Abb. Zeitschrift des Heimatbund und Geschichtsvereins Herzogtum Lauenburg. Ratzeburg (Kommissionsverlag Werner, 241 Mölln) 1964. Preis 4.10 DM.

In diesem Heft werden Vorträge veröffentlicht, die anläßlich der 30. Tagung der Arbeitsgemeinschaft der Nordwestdeutschen Geologen in Mölln 1963 mit Schwerpunkt auf der Geschiebeforschung gehalten wurden. A. DÜCKER gibt in „Kleinformen der Gletschererosion auf Geschieben" nicht nur eine interessante systematische Übersicht (z. B. Gletscherschrammen, Miniaturrisse, Parabelrisse und Sichelbrüche, ferner Fazettengeschiebe und Eiskanter), sondern auch Beiträge zu deren Genese. In speziellen Referaten zeigen A. JOHANNSEN (sideritisiertes „Holstein Gestein"), K. GRIPP (Krebse aus Miozän-Geschieben), H. REGENHARDT („Wurm"-Röhren in präquartären Gesteinen), W. WETZEL (Ammoniten-Larven in Liasgestein, ferner Braunalgen-Zement in Dan-Konglomerat und H. FINGER (Palmenrest in Dan-Feuerstein), daß es auch weiterhin lohnenswert ist, über Geschiebe die paläontologische, lithologische und paläogeographische Kenntnis des Präquartärs zu mehren — Geschiebesammler vermögen hierzu auch in Zukunft Wesentliches beizusteuern. Vom Grundsätzlichen her behandelt G. LÜTTIG „Die Aufgaben des Geschiebeforschers und des Geschiebesammlers". Die Teilnehmer der Deuqua-Tagung 1964 in Lüneburg vermochten sich durch Augenschein hierzu einen Eindruck zu vermitteln; auf Einzelheiten kann deshalb verzichtet werden. Wenn aber G. LÜTTIG meint, die Geschiebekunde sei die Mutter der Glaziologie, so sollte dies dennoch nicht davon abhalten, auch den anderen Gliedern der Quartärforschungsfamilie Aufmerksamkeit zu widmen. So wäre es für die Exkursions-Teilnehmer der letztgenannten Tagung recht wertvoll gewesen, z. B. auch über die neueren glazial- und periglazial-morphologischen Ergebnisse mehr zu erfahren. Daß solche wenigstens für den nördlich angrenzenden Bereich vorliegen, zeigt der Aufsatz von K. GRIPP „Neues über die Oberflächenformen und den Ablauf der letzten Vereisung im Kreis Hzgt. Lauenburg". Ferner behandelt K. GENIESER die Verbreitung von Elbe-Leitgeröllen und E. W. GUENTHER Säugetier-Reste eiszeitlicher Ablagerungen in Schleswig-Holstein.

K. BRUNNACKER.

K. GRIPP: **Erdgeschichte von Schleswig-Holstein.** 411 S., 63 Abb., 57 Taf., 3 Karten. Neumünster (Karl Wachholtz Verlag) 1964. 88.— DM.

Ein gewichtiges Buch — über 2 kg schwer, auf bestem Papier gedruckt, mit Tafeln verschwenderisch ausgestattet; es ist wohl die vornehmste regionale Geologie eines deutschen Gebietes. Der Verfasser begründet das mit den Vernichtungen des letzten Krieges, die es ratsam erscheinen lassen, wenigstens durch Druck auf haltbarem Papier Wissen zu bewahren. Möge diese Skepsis bezüglich der Zukunft unbegründet sein — schon deswegen, weil auch die vielen Abbildungen dieses Buches die Originale nur sehr unvollkommen ersetzen!

Natürlich ist es auch inhaltlich ein sehr gewichtiges Werk. GRIPP hat sein ganzes Leben lang in diesem Teil des norddeutschen Flachlandes gewirkt und 1912 zum ersten Mal darüber etwas veröffentlicht; er hat durch eigene Forschungen wesentlich zur Klärung wichtiger glazialgeologischer Probleme beigetragen; seine Arbeiten über Stauchmoränen in Spitzbergen oder über die äußersten Grenzen der letzten Vereisung sind primäre Quartärliteratur. GRIPP ist dabei nicht immer die üblichen Wege gegangen. Seine Eigenwilligkeit und die vielleicht nicht immer ganz vorurteilsfreie Beurteilung bestimmter Kollegen kommt auch in dem Buch immer wieder zum Ausdruck und gibt ihm eine durchaus GRIPP'sche Note, ein Mal meiner Meinung nach auch an unpassender Stelle (S. 22, bei den in diesem Rahmen doch wohl unnötigen Bemerkungen — so berechtigt sie in der Sache sein mögen — über WASMUND). Auch nomenklatorisch geht der Verf. manchmal eigene Wege (Stör- anstelle von Holstein-Meer; turbat anstelle von kryoturbat).

Die Darstellung ist nach den eigenen Worten des Verfassers „kein leicht lesbares Buch, sondern ein Bericht und ein Archiv". Dieses Urteil scheint mir nicht richtig; das Buch ist weit mehr als ein Archiv und infolge der nüchternen Darstellung im allgemeinen auch klar verständlich; nur gelegentlich stockt der Leser, der mit den lokalen Verhältnissen und Problemen nicht vertraut ist (so bei Abb. 53 oder bei der Karte 3, von deren ungefähr einem Dutzend Signaturen nur eine einzige erläutert ist). Richtig ist, daß diese Geologie von Schleswig-Holstein kein Buch für den Nichtgeologen ist, obgleich die allerersten Seiten so angelegt sind. (Schon der Preis des Buches, das auch die Deutsche Forschungsgemeinschaft mitfinanzierte, dürfte z. B. einem Lehrer und selbst eine Schule kaum zum Kauf reizen.)

Die Erfolge der Erdölgeologen haben es mit sich gebracht, daß man heute auch über das Jung-Paläozoikum und Mesozoikum des Landes viel weiß. Mit dem vorquartären Untergrund befassen sich die S. 24-162; der größere Teil des Buches aber ist dem Quartär gewidmet, vor allem natürlich dem Würm, dessen Endmoränen das Landschaftsbild bestimmen, und den nacheiszeitlichen Vorgängen. Auch bei den Bodenschätzen nimmt das „Quartär" (nämlich das Grundwasser) einen besonders breiten Raum ein. Der Verfasser geht vielfach auch auf allgemeine glaziologische und sonstige Fragen ein, z. T. (auch in einer Reihe der Tafeln) auf Grund seiner bekannten Erfahrungen in Spitzbergen. Am Beispiel zweier Meßtischblätter wird die vom Verfasser besonders gepflegte minutiöse glazialgeologische Ausdeutung des Reliefs näher erläutert. Jedenfalls wird jeder, der sich mit der Geologie Schleswig-Holsteins und der Entwicklung des Nord- und Ostsee-Raumes beschäftigt, GRIPP's Buch als unentbehrliche Grundlage und als Nachschlagewerk benutzen.

M. SCHWARZBACH.

MARTIN SCHWARZBACH: **Geologenfahrten in Island.** 2. erweiterte Auflage, 91 S., 62 Abb., 1 Karte. Verlag Die Karawane, Ludwigsburg 1964. Preis 6.50 DM.

Eine Besprechung der 1. Auflage durch P. WOLDSTEDT erschien bereits in E. u. G. 8, S. 211. Die einzelnen Reiseberichte sind nahezu unverändert übernommen worden. Allerdings wurde ein Kapitel „Durch isländische Wüsten zur Askja" hinzugefügt. Diese Wüsten sind, wie die isländischen Strukturböden, nicht an Dauerfrostböden geknüpft, so wie auch die dortigen Wüsten nicht solche des nivalen Klimas, sondern offenbar edaphisch bedingte des humiden Klimas darstellen (vgl. auch: M. SCHWARZBACH „Zur Verbreitung der Strukturböden und Wüsten in Island", E. u. G. 14, S. 85-95). - Die Anmerkungen wurden auf den neuesten Stand gebracht. Sicher wird auch die 2. Auflage ein freundliches Echo finden und jedem naturwissenschaftlich interessierten Island-Reisenden ein vielseitiger und wertvoller Führer sein.

K. KAISER.

INQUA-Kongreß 1965

Das 2. Circular ist erschienen.

An folgende Termine wird erinnert:

Bis 1. Februar 1965

Einzahlung für Kongreß-Teilnahme

Aktiv teilnehmende Mitglieder	$ 35
Angehörige	$ 10
Nicht teilnehmende Mitglieder	$ 2
Vorauszahlung für jede Exkursion	$ 15
Vorauszahlung für Charter-Flug Europa — U.S.A. . . .	$ 30

Ferner müssen Abstracts von Arbeiten, die nach dem Kongreß veröffentlicht werden, bis 1. 2. in Denver sein.

Bis 15. Mai 1965

Endgültige Bezahlung des Charter-Fluges und der Exkursionen sowie nach Möglichkeit der Unterbringung in der University of Colorado.

Die Verfasser von Arbeiten, die im Jahrbuch der Quartärvereinigung gedruckt werden sollen, werden gebeten, folgende Punkte zu beachten:

Manuskripte, mit Schreibmaschine einseitig und nicht enger als anderthalbzeilig geschrieben sowie völlig druckfertig, an die Herausgeber: Prof. Dr. P. Woldstedt, 53 Bonn, Am Buchenhang 12, oder Prof. Dr. M. Schwarzbach, 5 Köln, Zülpicher Straße 49.

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, Öhringen/Württ.

In Neubearbeitung erschien in dritter Auflage:

Einführung in die Erd- und Landschaftsgeschichte

mit besonderer Berücksichtigung Süddeutschlands

Von Universitätsprofessor Dr. Georg Wagner, Tübingen

694 Seiten Text mit 591 Abbildungen und 23 Fossiltafeln sowie 427 Lichtbilder auf 208 Kunstdrucktafeln, holzfreies Papier, Format 18 x 25 cm
Gewicht 1500 Gramm, Rohleinenband **DM 58.—**

Dieses geologische Standardwerk gilt gegenwärtig als das hervorragende Einführungsbuch in die Erd- und Landschaftsgeschichte.

Rund um Hochifen und Gottesackergebiet

Von Univ.-Professor Dr. Georg Wagner

116 Seiten mit 41 Karten und 141 Lichtbildern auf 80 Kunstdrucktafeln
Ganzleinen gebunden **DM 8.75**

. . . Wir Naturwissenschaftler wissen ja, daß erst die richtige und tiefe Erkenntnis einer Landschaft in ihrem Werden und Sein, mit all den belebten Wesen, die sie bevölkern, zum rechten Genuß dieser Landschaft hinführen kann. Möchten recht viele Wanderer, die sich die herrliche Bergwelt des Allgäus ganz erschließen wollen, sich dem Studium dieses Buches widmen.

Naturwissenschaftliche Rundschau Heft 1/52.

Dr. BERNHARD HAUFF: **Das Holzmadenbuch**

2. Auflage 1960

Die schönsten Versteinerungen im Schiefer des Schwarzen Jura
56 Seiten Text mit 6 Abb., 1 Fossiltafel sowie **80 Kunstdrucktafeln.**
Ganzleinen **DM 12.—**

Aus der Fülle der Fossilien sind die wertvollsten ausgewählt und vorzüglich wiedergegeben. — Dieses Werk ist eine wesentliche Bereicherung der palaeontologischen Literatur.

Die Lebewelt unserer Trias

von Martin Schmidt

302 Seiten mit mehr als 2300 Zeichnungen des Verfassers
Ganzleinen **DM 11.70,** Nachtragsband 1938 **DM 5.—**

„Das klassische Werk der Trias"

Der Weinberg als Lebensraum

Von Dr. h. c. Otto Linck

72 Seiten Text und 190 Fotos auf 112 Kunstdrucktafeln sowie 9 Abb. im Text, gebunden **DM 9.80**

Ein hervorragender Gelehrter hat in verständlicher Sprache seine jahrelangen Beobachtungen und Forschungen in diesem Buch niedergelegt, den Text durch eine Fülle schöner Bilder veranschaulicht und dadurch eine wertvolle Biologie des gesamten Weinberggebietes geschaffen.

Ein wichtiges Werk für den Naturwissenschaftler, besonders Botaniker und Geologen.